

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**Bc. Kateřina ŠEDIVÁ**

**Aplikace modelu SRM pro modelování akumulace a tání sněhu  
v experimentálních povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách**

Application of the Snowmelt Runoff Model for snow accumulation and  
snowmelt modelling in experimental catchments Bystřice and Zlatý Brook in the  
Krušné Mountains

Diplomová práce

Vedoucí práce: RNDr. Michal JENÍČEK, Ph.D.

Praha 2013

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci s názvem „Aplikace modelu SRM pro modelování akumulace a tání sněhu v experimentálních povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách“ vypracovala samostatně a že jsem všechny publikace, ze kterých jsem čerpala, řádně citovala.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 20. srpna 2013

.....  
Bc. Kateřina Šedivá

## **Poděkování**

Na tomto místě bych ráda poděkovala všem, kteří mi pomohli se vznikem této diplomové práce. Děkuji vedoucímu diplomové práce RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za uvedení do problematiky, odborné vedení práce, poskytnutí datových podkladů a za čas věnovaný úpravám práce. Dále děkuji Ing. Michaele Němečkové za konzultace a cenné rady při práci s modelem SRM a také děkuji studentům Katedry fyzické geografie a geoekologie, kteří se zúčastnili terénního sběru dat.

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce**

Aplikace modelu SRM pro modelování akumulace a tání sněhu v experimentálních povodích v Krušných horách

### **Cíle práce**

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

Parametrizace, kalibrace a validace modelu SRM (Snowmelt Runoff Model) na podkladě dat měřených v experimentálních povodích Bystřice a Zlatého potoka

Modelování, akumulace a tání sněhu a odtoku z povodí, zhodnocení silných a slabých stránek použitých postupů

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

První část práce bude věnována přehledu stavu poznatků o modelování jako nástroje hodnocení hydrologických procesů. Rešerše bude provedena na podkladě odborných článků a zvláštní pozornost bude věnována modelu SRM a jeho použití pro analýzu odtokových procesů.

Druhá část práce bude zaměřena na vlastní použití modelu SRM. Na základě dat terénního měření a kontinuálního monitoringu srážko-odtokových procesů v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách bude provedena parametrizace, kalibrace a validace modelu SRM. Kalibrace bude provedena na skutečných zimních událostech. Následně bude provedena citlivostní analýza chování modelu při zohlednění různé prostorové podrobnosti vstupních parametrů, konkrétně sledování vlivu počtu výškových zón modelu na přesnost simulace. Přesnost simulací vývoje vodní hodnoty sněhu bude ověřena pomocí terénních měření. Nedílnou součástí práce bude vyhodnocení silných a slabých stránek použitých metod a vyjádření hydrologické nejistoty.

Datum zadání: 10. 11. 2011

Jméno studenta: Kateřina ŠEDIVÁ

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal JENÍČEK

Podpis vedoucího práce:

## **ABSTRAKT**

**Název:** Aplikace modelu SRM pro modelování akumulace a tání sněhu v experimentálních povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách

Modelování hydrologických procesů je v současné době stále se dynamicky rozvíjející obor hydrologie. Model SRM byl na povodích v Česku používán jen velmi zřídka, a proto byl vybrán pro aplikaci na experimentálních povodích ostrovské Bystřice a Zlatého potoka. Cílem předložené diplomové práce je tedy zhodnocení použitých metod a postupů při simulacích s modelem SRM.

Pro modelování akumulace a tání sněhu byl použit model SRM. Modelování proběhlo na zmíněných povodích v Krušných horách, na kterých je od roku 2009 pravidelně měřena výška sněhu a vodní hodnota sněhu. Simulace v modelu byly provedeny na podkladě kontinuálně měřených dat za hydrologické roky 2009 až 2012. První dva roky byly použity pro kalibraci a následující dva roky pro verifikaci. Následně byla na základě nejlepších výsledků udělána citlivostní analýza, která kvantifikovala vliv jednotlivých parametrů modelu na průběh simulace. Modelovou simulaci nejvíce ovlivňují změny koeficientu poklesu a také koeficient odtoku jak pro zimní tak pro letní období. Díky jejich úpravám lze přesněji kalibrovat výstupy z modelu.

Kalibrace modelu byla poměrně úspěšná, což doložily i vysoké hodnoty koeficientu determinace. Zároveň však poukázala na slabou stránku modelu – je nevýstižný pro odtok v zimě a v době tání. Výsledky také zahrnují poznatek o rozdílném chování obou zájmových území. Jejich odlišná fyzickogeografická charakteristika má velký vliv na odezvu odtoku a povodí jsou v modelu různě citlivá na změny parametrů. Méně sklonité, otevřené a převážně jižně orientované povodí Bystřice více reagovalo na změny faktoru degree-day, oproti tomu povodí Zlatého potoka bylo citlivější na změnu koeficientu odtoku. Nedostatečná úspěšnost v modelování celého období značí omezenou použitelnost modelu. Celkově je však model zhodnocen jako vhodný pro aplikaci na experimentální povodí.

**Klíčová slova:** akumulace sněhu, tání sněhu, Snowmelt Runoff Model

## ABSTRACT

**Title:** Application of the Snowmelt Runoff Model for snow accumulation and snowmelt modelling in experimental catchments Bystřice and Zlatý Brook in the Krušné Mountains

Modelling of hydrological processes is a dynamically developing part of hydrology. The Snowmelt Runoff Model (SRM) was applied for modelling the runoff in two experimental catchments Bystřice and Zlatý Brook. The aim of this thesis is to set up and calibrate SRM model and to evaluate methods and procedures used for runoff simulations.

The SRM model was used for modelling snow accumulation and snowmelt in two selected catchments in the Krušné Mountains. The snow depths and snow water equivalents are measured since 2009 at selected locations situated in catchments. Calibration and validation of the model was based on continual time series of precipitation, air temperature and discharge measured 2009. Hydrological years 2009 and 2010 were used for model calibration and hydrological years 2011 and 2012 were used for model validation. Sensitivity analysis, which quantifies the effect of individual model parameters on the simulating proces, was carried out based on results. Recession coefficient and runoff coefficient belong to the most sensitive parameters with highest impact on runoff simulations.

Model calibration was successful, which is demonstrated by high determination coefficients. But calibration also showed some weaknesses of the model which stem from the inaccurate simulation of the snowmelt runoff in selected catchments. The results also showed the different behaviour of both experimental catchments which is caused by different. Physical-geographic conditions (mainly topography and vegetation). These differences have a big effect on the runoff response. The change of degree-day factor (melt factor) has bigger influence in the Bystřice River basin than in the Zlatý Brook basin. Most probably it is due to bigger portion of open areas and mostly southern exposure in the Bystřice River basin. On the other hand, Zlatý Brook basin was more sensitive to the change of the runoff coefficient (due to bigger slopes). Mostly poor model performance during validation refers to the limited applicability of the model in selected experimental catchments.

**Keywords:** snow accumulation, snowmelt, Snowmelt Runoff Model

## OBSAH

1. Úvod.....	7
2. Současný stav poznatků o sněhové pokrývce a modelování odtoku ze sněhu.....	9
2.1 Fáze vývoje sněhové pokrývky .....	9
2.1.1 Akumulace .....	9
2.1.2 Dozrávání .....	11
2.1.3 Tání.....	11
2.2 Měření sněhu .....	13
2.2.1 Automatický staniční monitoring.....	13
2.2.2 Terénní průzkum .....	14
2.2.3 Distanční měření .....	15
2.3 Modelování akumulace a tání sněhu .....	16
2.4 Práce s modely u nás a ve světě.....	19
3. Materiál a metody.....	21
3.1 Charakter povodí Bystřice a Zlatého potoka .....	21
3.2 Data.....	25
3.2.1 Úprava dat .....	27
3.3 Snowmelt Runoff Model .....	29
3.3.1 Struktura modelu .....	30
3.3.2 Vstupní data.....	31
3.3.3 Proměnné.....	32
3.3.4 Parametry .....	33
3.4 Simulace v SRM.....	36
4. Výsledky.....	38
4.1 Kalibrace a verifikace modelu.....	38
4.2 Citlivostní analýza modelu SRM .....	44
5. Diskuze.....	48
6. Závěr.....	51
7. Použitá literatura .....	52
8. Seznam obrázků .....	56

# 1. Úvod

Příčinou vzniku povodní v Česku je často tání sněhu vlivem zvýšení teploty vzduchu a v kombinaci s dešťovými srážkami. V horských povodích je riziko tohoto typu povodní vyšší z důvodu dešťovo-sněhového režimu odtoku. Díky srážko-odtokovým modelům je možné získat představu o reakci povodí na sněhové či dešťové srážky. Modelování odtoku z povodí je tedy poměrně významné z hlediska protipovodňové ochrany, na kterou je v posledních letech kladen stále větší důraz. Neméně důležitá je i znalost množství vody nahromaděné ve sněhové pokrývce v určitém povodí, jež lze získat díky využití bodových dat vodní hodnoty sněhu např. z terénního průzkumu. V souladu s trendem poslední doby, kdy se podstatně více uplatňuje systém integrované protipovodňové ochrany před pouhou existencí hlásné povodňové služby, mají jakékoli získané znalosti o přírodních procesech v pramenných oblastech velký význam.

V návaznosti na charakterizování srážko-odtokového režimu pramenného povodí ostrovske Bystřice je předložená diplomová práce zaměřena na modelování akumulace, tání a následného odtoku sněhu ve stejné oblasti.

Ke zpracování naměřených dat byl zvolen model Snowmelt Runoff Model (SRM), který byl již dříve používán na některých světových povodích v horských oblastech a i u nás byly již hodnoceny možnosti jeho použití v Jizerských horách ve vybraných povodích Jizerská a Uhlířská. V rámci této práce je model aplikován na experimentální povodí Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách, kde je zároveň řešena práce týkající se vlivu prostorové distribuce parametrů srážko-odtokového modelu na přesnost modelování akumulace a tání sněhu, využívající modelu HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling Center). Tím se nabízí možnost srovnání prací z hlediska přesnosti a výhodnosti použití na podobná modelová povodí.

Hlavní cíle, které si diplomová práce klade za úkol splnit, jsou:

1. Analýza současného stavu poznatků o sněhové pokrývce a modelování odtoku ze sněhu
2. Parametrizace, kalibrace a validace modelu SRM na podkladě dat měřených v experimentálních pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka
3. Modelování akumulace a tání sněhu a odtoku z povodí, zhodnocení silných a slabých stránek použitých postupů.

Teoretická část práce nejprve shrnuje současný stav poznatků o sněhu a modelování odtoku jako nástroji hodnocení hydrologických procesů. Pozornost je věnována měření sněhu, protože bylo využito i v praxi v terénu. Dále také práci s modely u nás a v zahraničí.

V další kapitole je již pozornost věnována metodám zpracování dat, samotnému modelu SRM a charakteristice zájmových oblastí. Je zde zpracována základní struktura modelu, vstupní data, proměnné a parametry. U experimentálních Krušnohorských povodí jsou uvedeny základní fyzicko-geografické informace. Do větších podrobností jsou rozebrány hydrologické a klimatické vlastnosti povodí. Kapitoly jsou doplněny mapami.

Součástí práce je použití získaných dat z vybraných pramenných oblastí v SRM pro analýzu odtokových procesů a jejich zhodnocení. Data byla získána terénním a automatickým



měření na obou povodích, přičemž pozornost při kalibraci byla zaměřena hlavně na citlivost modelu na různé proměnné a parametry. Hodnocení spočívá především v charakteristice obtíží, ke kterým došlo při práci s modelem, ale i ve vyjádření hydrologické nejistoty.

Poslední kapitola je ponechána diskuzi zaměřené na problémy spojené se simulací odtokových událostí. Největší nejistoty, ke kterým během práce může dojít, jsou spojeny s interpretací dat, a to již na začátku při vkládání vstupních dat, nebo při závěrečné kalibraci a validaci.

## **2. Současný stav poznatků o sněhové pokrývce a modelování odtoku ze sněhu**

### **2.1 Fáze vývoje sněhové pokrývky**

SRM je model, který pracuje s odtokem z tání sněhu. Proto se následující kapitola zabývá teoretickými poznatky o sněhu a sněhové pokrývce.

Sníh je důležitý klimatický prvek ovlivňující přírodní prostředí i lidskou činnost. Výskyt sněhové pokrývky je předpokladem pro vytvoření dostatečného množství povrchové i podzemní vody, kladně působí na rostlinný kryt jako tepelná izolace nebo vysokým albedem zvyšuje intenzitu odraženého záření. Avšak při nadměrném množství působí značné hospodářské obtíže, či při náhlých oblevách povodně (Tolasz a kol., 2007). Proto jsou ve vodní bilanci platící pro území Česka procesy akumulace a tání sněhu v horských povodích důležitou součástí. Jednotlivé fáze vývoje nelze přesně vymezit a oddělit, protože jsou vzájemně provázané a mohou probíhat současně.

Sníh je směs ledu, vody a vzduchu; formuje se krystalizací vodní páry v atmosféře během srážek. Jde o velmi porézní prostředí. Sněhová pokrývka může obsahovat také kapalnou vodu (Singh a Singh, 2001).

Sníh vypadávající v tuhém skupenství z oblaků vytváří po dopadu na zem s teplotou pod 0 °C sněhovou pokrývku (Tolasz a kol., 2007). Ta působením mnoha navzájem propojených okolností prochází třemi hlavními vývojovými fázemi a její charakterové vlastnosti se neustále mění. V horském reliéfu je velké množství prostorových variant všech procesů tvorby sněhové pokrývky a její ablace (Verbunt et al., 2003). Jednotlivé fáze vývoje nelze striktně vymezovat, protože k akumulaci a následnému tání sněhu může dojít kdykoli. Sezónní akumulace sněhu a tání jsou jedněmi z hlavních příčin hydrologického cyklu v našich modelových povodích.

Důkladná znalost faktorů řídících prostorovou a časovou variabilitu sněhu je velmi důležitá, neboť existence sněhové pokrývky ovlivňuje řadu ekologických procesů, dostupnost a vodohospodářský management a také udržitelnost ekonomických aktivit založených na zimních sportech (López-Moreno a Stähli, 2008).

#### **2.1.1 Akumulace**

Sněhové srážky se na zemi ukládají do vrstev, ale jejich stálost závisí na klimatických podmínkách, zejména na změnách teploty (Singh a Singh, 2001). Při déletrvajícím sněžení dochází na zemském povrchu, který má obvykle nižší teplotu než 0 °C, k hromadění sněhu a postupné návaznosti dalších fází vývoje. Akumulace sněhu je nejčastěji reprezentována vodní hodnotou sněhu SWE [mm] na zemi než sníh začne tát (Varhola et al., 2010). V práci prováděné v 16 lokalitách ve švýcarském údolí Alptal byla akumulace sněhu z hlediska SWE významná především během teplých a vlhkých let, zatímco v chladných a suchých letech

dosahuje SWE při průměrné akumulaci polovičních hodnot (López-Moreno a Stähli, 2008). Znalost této průměrné hodnoty je důležitá z hlediska odhadu objemu vody akumulované ve sněhové pokrývce v povodí (Kučerová a Jeníček, 2011).

Výška sněhové pokrývky závisí na množství a charakteru zimních srážek a teplotě vzduchu. Je tedy ovlivněna především nadmořskou výškou místa. Dále je množství sněhu ovlivněno expozicí k převládajícímu proudění a slunečnímu záření, tvarem terénu a vegetací (Tolasz a kol., 2007). S rostoucí nadmořskou výškou lesy ustupují pastvinám, poté přibývá křovinatá tundra a holá zem. Mnohde je vliv nadmořské výšky znásoben vlivem zeměpisné šířky povodí (Essery, 2003). Úloha lesů z hlediska délky období sněhové pokrývky se výrazně mění s nadmořskou výškou a expozicí. Přítomnost lesa působí na prodloužení doby trvání sněhové pokrývky především v údolích, kam se dostane málo slunečního záření. Z analýzy dvou kontrastních lokalit (lesa a otevřené louky) je jasně patrný kontrast v akumulaci sněhu (López-Moreno a Stähli, 2008). Obecně platí, že se vzrůstajícím lesním porostem se snižuje akumulace sněhu na zemi, protože část sněhu zachycena v korunách stromů se vrací do atmosféry sublimací. Rozsah tohoto jevu se mění v závislosti na specifických podmínkách, ale mnoho studií prokázalo, že sníh nahromaděný v zalesněných oblastech je až o 40 % nižší než v okolních otevřených místech (Varhola et al., 2010). López-Moreno a Stähli (2008) ve své studii upřesňují, že maximální rozdíly mezi zalesněnými a otevřenými plochami se vyskytují v teplých a vlhkých zimách, a to 42 %.

V zalesněných povodích jsou charakteristiky lesního zápoje korun stromů (např. výška a hustota korun nebo index listové plochy) jedním z hlavních faktorů prostorové variability tání vody a maximální hodnoty SWE, které mají přímý vliv na rozsah a časový průběh jarních povodní (Jost et al., 2009). Obecně platí, že podobný stupeň variability v rozmístění SWE je pozorován mezi rozložením sněhu na otevřených loukách a zalesněných plochách. Nicméně během suchých let je variabilita podstatně vyšší v lesích, než na otevřených místech (López-Moreno a Stähli, 2008). Dalšími důležitými faktory tohoto prostorového rozmístění jsou nadmořská výška a orientace svahů (Jost et al., 2009), což svými závěry potvrzují i López-Moreno a Stähli (2008). Při výzkumu ve Švýcarsku byl nárůst SWE s výškou na otevřených plochách téměř dvakrát vyšší než v zalesněných oblastech a podobný účinek mělo i větší záření na otevřených plochách – míra snížení byla přibližně třikrát vyšší než v zalesněných oblastech (López-Moreno a Stähli, 2008).

Během zimní sezóny může dojít k několika dílčím epizodám tání. Sněhová pokrývka, která přetrvává po celou sezónu tání do jiného období akumulace, může být ovlivněna tlakem nadložního sněhu. Na akumulaci sněhu má vliv především vítr a morfologie území (DeWalle a Rango, 2008). Jost et al. (2007) ve své práci zkoumal i vzájemné působení mezi nadmořskou výškou, lesním porostem a orientací svahu, přičemž všechny tyto aspekty prokazují silný vztah k akumulaci i tání sněhu v povodí.

### 2.1.2 Dozrávání

Dozrávání neboli metamorfóza sněhu je proces nastávající ihned po dopadu sněhových vloček na zem, při němž dochází k morfologickým změnám ve struktuře sněhu. Sněhové krystaly, které padají z atmosféry, když se stanou součástí sněhové pokrývky, prochází v průběhu času změnami velikosti a tvaru (DeWalle a Rango, 2008). Krystaly mohou měnit svůj tvar již během padání v atmosféře, ale k hlavním změnám dochází jen po dosažení zemského povrchu a setrvání na něm po delší dobu. Tento proces je v první řadě ovlivněn vnitřní difúzí vodní páry nebo prouděním řídícím rozložení teploty (Singh a Singh, 2001). K transformaci sněhových krystalů na zaoblený nebo hranatozrnitý sníh dochází, protože jsou vzhledem k jejich velkému poměru povrchu a objemu poměrně nestabilní (DeWalle a Rango, 2008). V rámci procesu metamorfózy se nejprve mění čerstvý sníh na fírn a teprve poté na led (Singh a Singh, 2001). Procesy, které způsobují metamorfózu ledových zrn a sněhové pokrývky se liší u suchého a mokrého sněhu. Hlavní procesy metamorfózy ovlivňující hustotu a strukturu sněhové pokrývky shrnuje následující tabulka (DeWalle a Rango, 2008):

Hlavní proces	Efekt	Výskyt
Destruktivní metamorfóza (equi-temperature)	Vznik zaoblených, dobře spojených ledových zrn	Brzy po sněhových srážkách
Konstruktivní metamorfóza (temperature gradient)	Vznik hranatozrnitých, slabě vázaných ledových zrn a dutinové jinovatky	Během zimy při teplotách pod 0 °C
Cykly tání a mraznutí (melt-freeze cycles)	Dobře spojená sněhová pokrývka s velkými zrny	Později, v sezóně tání a při dešti
Tlak	Vznik fírn a ledovcového ledu	Hlavně v trvalé sněhové pokrývce

Jednou z hlavních okolností určující rozdělení vlastností sněhu je topografie. Vysokohorské prostředí charakterizované členitým terénem a výraznými výškovými gradienty tedy ukazuje velké rozdíly ve výšce sněhu na velmi krátké vzdálenosti (López-Moreno a Stähli, 2008). Metamorfóza sněhu je pro hydrologii důležitá, protože v konečném důsledku může vést ke změnám tepelné vodivosti a propustnosti vody ve sněhové pokrývce, což má vliv na energii sněhové pokrývky při uvolňování tavné vody (DeWalle a Rango, 2008).

### 2.1.3 Tání

V okamžiku, kdy se sněhová pokrývka zahřeje na 0 °C a je dosažena kapacita zadržované kapalně vody, tak je nazývána zralou sněhovou pokrývkou. K oteplování sněhu výrazně přispívá pronikání kapalně vody z tání nebo dešťových srážek do chladnějších spodních vrstev, kde dochází k opětovnému zmrznutí a tím k uvolňování latentního tepla

v rámci sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008). Tání sněhu je často nejednotné a představuje výrazné rozdíly zejména mezi vlastnostmi povrchu pokrytého sněhem a povrchu bez sněhu (Essery, 2003). Přicházející globální záření je mnohdy nejdůležitější složkou energetické bilance tajícího sněhu (Garvelmann et al., 2013). Míru tání podmiňují tedy podmínky sněhové pokrývky a atmosféry (Singh a Singh, 2001).

V tání sněhu hraje nejvýznamnější roli nadmořská výška a topografie. Díky vysoké tepelné kapacitě sněhu je sněhovou pokrývkou izolován povrch půdy od atmosféry a na jaře se tak zpomaluje proces tání (Tekeli et al., 2005). Tání sněhu je zpočátku omezeno na nižší nadmořské výšky povodí, zatímco ve vyšších je stále možná akumulace sněhu (Jost et al., 2007). Podle Bayarda et al. (2005) má významný vliv i expozice svahů ke světovým stranám. Díky vysoké sluneční radiaci je tání možné ve vysokých polohách na jižně exponovaných svazích i v lednu, kdežto v severně orientovaných oblastech nebylo tání zaznamenáno ani na jaře přes velmi teplé průměrné denní teploty vzduchu (Bayard et al., 2005). Množství a variabilitu akumulovaného sněhu a míru tání pod klenbou stromů v lese ovlivňuje horizontální i vertikální struktura stromů: akumulace i tání klesá spolu s rostoucí hustotou větví a listovou plochou (Jost et al., 2007). Taufmannová et al. (2010) zkoumali vliv procesů akumulace a tání v povodí v Krušných horách, kterými se zabývá i tato práce a jedním ze závěrů byl i vliv lesního pokryvu. Ten v povodí ovlivňuje rychlost odtávání sněhu, které rozkládá do delšího časového období s více dílčími maximy průtoku. Tato maxima ale nedosahují tak vysokých hodnot jako v případě zastoupení pouze otevřených ploch v povodí. Bayard et al. (2005) ale upozorňuje i na to, že zejména při nižší výšce sněhové pokrývky (< 20 cm) dochází k pronikání viditelného světla skrz sněhovou pokrývku a je ovlivněno mnoho vývojových procesů u rostlin, které jsou pak schopny rozpustit okolní sníh nebo led, čímž výrazně roste infiltrační kapacita půdy.

Stejně jako u akumulace se Jost et al. (2007) snažil vysvětlit vliv nadmořské výšky, expozice svahů a lesního porostu na tání sněhu. Nadmořská výška je nejdůležitějším faktorem pro tání sněhu, kdežto expozice a lesní pokryv mají na tání srovnatelný, ale o něco menší vliv (Jost et al., 2007). Dopad lesního porostu na tání sněhu je složitější a závisí na převládajících klimatických podmínkách během událostí tání (López-Moreno a Stähli, 2008). Stromové snižuje rychlost větru a tím ovlivňuje toky zjevného a latentního tepla, ve srovnání s otevřeným prostranstvím je zde ablace nižší (Varhola et al., 2010). Velký dopad na tání mají také pevné formy vody, které se přes zimu v povodí naakumulují (Roy et al., 2010). Během chladných zimních podmínek se nadmořskou výškou vysvětluje většina kolísání teplot vzduchu, topografie a vegetační kryt jsou méně důležité. Nicméně během jara a léta vzrůstá jejich důležitost ve vztahu k prostorovému rozložení teplot vzduchu. Ty jsou pak hnacím faktorem pro tání sněhu a větší vliv orientace svahů a lesního pokryvu na teploty vzduchu jsou dobrým vysvětlením pro zpožděné tání sněhu na svazích exponovaných na sever a s vegetačním krytem. Tento vliv je pravděpodobně ještě výraznější ke konci období tání (Jost et al., 2007).

Akumulace a tání sněhu vykazují velkou časovou a prostorovou variabilitu a její znalost je nezbytná pro přesnou předpověď odtoku tající vody (Jost et al., 2007). Podle Varhola et al. (2010) je primární hnací silou ablace dostupná energie, kterou je možné počítat

z modelu energetické bilance, jenž zahrnuje příchozí a odražené krátkovlnné záření, příchozí a odchozí dlouhovlnné záření, citelné a latentní tepelné toky a podzemní kondukci tepla jako nezávislé proměnné.

## **2.2 Měření sněhu**

Měření sněhu probíhá buď ve stanicích, terénním výzkumem anebo pomocí snímků z dálkového průzkumu Země.

Sněhová pokrývka se považuje za souvislou, jestliže je půda na pozemku stanice a v nejbližším okolí alespoň z poloviny zakryta vrstvou sněhu o výšce nejméně 1 cm. Pokud není, mluvíme o nesouvislé sněhové pokrývce. Je-li výška sněhu nižší než 0,5 cm označujeme ho jako poprašek. U nesouvislé pokrývky se neměří ani výška ani vodní hodnota (Tolasz a kol., 2007).

### **2.2.1 Automatický staniční monitoring**

V síti klimatologických a srážkoměrných stanic ČHMÚ se v zimním období roku pozoruje výskyt sněžení a při výskytu souvislé sněhové pokrývky se každý den v termínu sedm hodin ráno měří její celková výška a výška nového sněhu. Jednou týdně se provádí měření vodní hodnoty sněhu (Tolasz a kol., 2007). Měření pevných srážek je mnohem obtížnější než měření srážek kapalných a jejich přesné měření je považováno za dlouhodobý problém, ačkoli přesná srážková data jsou potřebná pro plánování využívání vod, odvození hydrologických modelů, stanovení vodní bilance atd. (Singh a Singh, 2001).

Pro určení výšky celkové sněhové pokrývky v celých centimetrech se používají sněhoměrné latě. Ty bývají umístěny na pozemku stanice tak, aby co nejlépe reprezentovaly skutečnou výšku sněhu, tedy mimo místa, která jsou příliš ovlivněna větrem. V místech s nestálou a nízkou sněhovou pokrývkou se měření provádí přenosnou latí. Toto měření se provádí nejméně na třech místech, přičemž a výsledný údaj se bere průměr z těchto měření (Tolasz a kol., 2007).

Výška nového sněhu se měří v centimetrech pravítkem na sněhoměrném prkénku, pokud v uplynulých 24 hodinách padaly tuhé srážky. Po každém měření se sníh z prkénka odstraňuje. Sněhoměrná deska se také umísťuje v místě, které je co nejméně ovlivněno větrem (Tolasz a kol., 2007).

Vodní hodnota sněhu (neboli SWE – snow water equivalent) je množství vody obsažené ve sněhové pokrývce, které vznikne po roztátí sněhu odebraného z konkrétního místa. V hydrologii sněhu je otázka celkového množství vody uložené ve formě sněhu prvotním zájmem (Egli et al., 2009). SWE je tedy jednou z nejčastěji užívaných vlastností sněhové pokrývky (DeWalle a Rango, 2008). Znalost vodní hodnoty sněhu v povodí na konci období akumulace je velmi důležitá (Singh a Singh, 2001). Sledování a modelování zdrojů vody v povodí je nezbytné pro prognózu odtoku vody z tání, což je důležité pro předcházení povodním (Egli et al., 2009). SWE se využívá i pro správné hospodaření s vodou na

přehradních nádržích. Vodní hodnota nového sněhu je závislá na teplotě, při níž se sněhová pokrývka vytváří (Tolasz a kol., 2007). Udává se jako výška srážek v milimetrech. Měří se v případě výskytu souvislé sněhové pokrývky o výšce 4 cm a více. V případě nesouvislé sněhové pokrývky se vodní hodnota neměří (Tolasz a kol., 2007). Denní vodní hodnota nového sněhu (HNW) se definuje jako vodního hodnota čerstvého sněhu spadlého během posledních 24 hodin, ale spolehlivé údaje jsou velmi obtížně získatelné, např. kvůli podhodnocení zimních srážek v horských povodích, kde jsou vyhřívané srážkoměry (Egli et al., 2009).

Staniční měření v posledních letech zaznamenává jistý vývoj a mnoho stanic je doplňováno o moderní měřicí přístroje. Novodobě se provádí např. kontinuální záznam výšky sněhu pomocí ultrazvuku a vodní hodnota je sledována automatickým váhovým sněhoměrem, na sněhovém polštáři, SPA (Snowpack Analyser) či radioizotopickým sněhoměrem. Kffg Přf UK má automatický váhový sněhoměr nainstalován jak pro experimentální šumavská povodí (na Modravě), tak pro krušnohorskou Bystřici (na Hřebečné).

K měření vodní hodnoty sněhu se používá na většině stanic v nižších polohách srážkoměr, ve vyšších nadmořských výškách pak váhový sněhoměr. Měření vodní hodnoty není jednoduché při větším množství zmrzlého sněhu a může dojít k nepřesnostem. Je-li průřez odběrného zařízení příliš velký, bývá obtížné odebrat vzorek sněhu najednou. V případě příliš úzkého odběrného válce zas dochází k hrnutí sněhu před válcem a tím i ke změření menší hodnoty (Řiřicová, 2006).

### 2.2.2 Terénní průzkum

Mimo staničního se dělá ještě expediční měření, a to v případě nízké hustoty stanic v okolí zájmového území. Průběžně je na každém stanovišti měřena vždy výška sněhové pokrývky a její vodní hodnota, k níž jsou na Přf UK používány laminátové sněhoměry. Měrné profily by měly být rovnoměrně rozloženy po celém povodí a měly by se nacházet přibližně ve stejné nadmořské výšce, ale v místech různé expozice svahu a různého vegetačního krytu (les a otevřené prostranství). Síť bodů je zaznamenána pomocí GPS, aby bylo možné měřit vždy ve stejných místech. K měření výšky sněhu je používána sněhoměrná tyč. Samotné měření vodní hodnoty probíhá tak, že se válec zasune do sněhu, sníh se v něm utluče, aby bylo možné odebrat celý vzorek najednou, pootočením se odebraný sloupec sněhu odtrhne od země. Následně se válec vytáhne a zváží. Tento terénní výzkum je během zimního období nepravidelný. Pro malá povodí poskytuje sběr dat v pravidelné síti dobrou prostorovou reprezentaci SWE (Jost et al., 2007), ale vyžaduje podstatné pracovní úsilí. Nicméně automatické metody poskytují údaje o vysokém časovém rozlišení a mohou být aplikovány v oblastech, které jsou obtížně přístupné (Egli et al., 2009).

Vodní hodnotu sněhu lze kromě přímého měření i dopočítat z výšky sněhu a hustoty (rovnice 1):

$$SWE = d * \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad (1)$$

kde  $SWE$  je vodní hodnota sněhu [m],  $d$  je výška sněhové pokrývky [m],  $\rho_s$  je hustota sněhové pokrývky [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] a  $\rho_w$  je hustota kapalně vody [cca  $1\cdot 10^3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] (DeWalle a Rango, 2008).

### 2.2.3 Distanční měření

V současné době nelze opomínat ani využití metod dálkového průzkumu Země, a to jak pozemních či leteckých, tak satelitních. Satelitní snímky jsou atraktivní alternativou pozemních dat, zejména v horských oblastech, protože jejich rozlišení a dostupnost tolik nezávisí na charakteristikách terénu (Parajka a Blöschl, 2008).

Příkladem tohoto zdroje dat je satelitní senzor MODIS. MODIS je zobrazovací spektrometr, který využívá skenovacího zrcadla, optiky a souboru jednotlivých prvků detektoru, aby opatřil snímky zemského povrchu oblaků v 36 oddělených úzkých spektrálních pásmech od přibližně 0,4 do 14  $\mu\text{m}$ . Jedním z omezení sběru těchto dat je, že se jedná o binární algoritmus – sníh buď je, nebo není, nebo že mapování brání tma či oblačnost (Hall et al., 2002). Přesto jsou data z toho zařízení celkově považována za velmi přesná, ačkoliv je jisté, že se zvýšením prostorového a časového rozlišení družicových senzorů a zpřesněním klasifikace sněhové pokrývky by se hodnota hydrologických simulací ještě zlepšila (Parajka a Blöschl, 2008). Celkovou přesnost mapování denní sněhové pokrývky při jasné obloze pomocí senzoru MODIS vysokou 98,5 % uvádějí ve své práci i Liang et al. (2008). Jedním z hlavních faktorů, které mají vliv na přesnost těchto map, je výška sněhu. Úspěšnost se zvyšuje při mocnosti rovné nebo větší 3 cm, naopak snižuje se při hodnotách nižších. Při výšce menší než 0,5 cm senzor sníh neidentifikuje. Dalším působícím faktorem na přesnost mapování je také typ krajinného pokryvu na pozorovaném místě. Naopak neexistuje žádná významnější korelace mezi přesností a sklonem, expozicí nebo nadmořskou výškou (Liang et al., 2008). Limitující okolností pro vznik kvalitních snímků jsou koruny stromů, které senzoru zakrývají pohled na zem, takže v projekci pak sníh pod stromy chybí. U středně hustých korun stromů mohou optická čidla (jak MODIS, tak Landsat ETM+) identifikovat sníh v mezerách mezi stromy až z 60 %, hustější koruny mohou sníh zakrýt úplně a i málo sněhu, který senzor zachytí je silně zastíněno, takže nemusí být správně identifikován (Rittger et al., 2013).

Opakované letecké průzkumy umožňují výpočet výšky sněhu pro značné geografické plochy s decimetrovou vertikální přesností. Nicméně, jak se plocha sněhu neustále mění, vzdušné laserové skenování není cenově efektivní a jsou potřeba flexibilnější metody (Prokop, 2008). Takovou metodou je pozemní laserové skenování, díky němuž lze provádět monitoring činnosti sněhové pokrývky několikrát denně. Laserové skenery jsou kombinovány s kalibrovaným digitálním fotoaparátem s vysokým rozlišením, což umožňuje optické vyhodnocení získaných výsledků měření. Tato metodika má za vhodných podmínek potenciál poskytovat měření výšky sněhu s přesností menší než 10 cm. Dosahovaná přesnost měření však závisí na technických možnostech přístroje a je ovlivněna šířkou laserového paprsku. Se zvyšující se vzdáleností skeneru od cíle se však zvyšuje i chyba měření, kterou podmiňují i faktory jako je rozlišení skenování, průměr paprsku, registrační proces polohy skeneru nebo



vnější vlivy jako je vítr, rychle se měnící teploty a sluneční záření či stabilní poloha zařízení (Prokop, 2008).

Zajímavou ukázkou získání informace o vlastnostech a procesech sněhové pokrývky je také použití sítě time-lapse kamer snímajících v hodinovém intervalu. Pro dokonalejší porozumění ovlivnění časoprostorové variability sezónní sněhové pokrývky je přínosné její průběžné monitorování, což na úrovni horských povodí chybí a častokrát ani není možné. Software na analýzu obrazu byl použit k získání informací o výšce sněhu, povrchovém albedu a stromové intercepci z digitálních snímků. Pozemní time-lapse fotografie je v porovnání se satelitní technikou relativně ekonomická a umožňuje vysoké prostorové a časové rozlišení. Aplikace průběžného monitoringu je výhodná i pro predikci odtokových událostí z tání sněhu. Nicméně, i při používání této metody existují určitá technická omezení. Příkladem mohou být fotografie pořízené během noci, které jsou pro analýzu nepoužitelné, silné sněhové srážky, které se hromadí na objektivu, snížená viditelnost kvůli mlze či snímky ukazující jinovatku nebo sníh namrzlý na měřicí stupnici (Garvelmann et al., 2013).

## **2.3 Modelování akumulace a tání sněhu**

Přítomnost sněhu v povodí znamená dostupnou vodu pro budoucí odtok. Monitoring sezónní sněhové pokrývky je důležitý pro různé účely, jako je klimatologie, hydrometeorologie, regulace a spotřeba vody a hydrologie včetně předpovědi povodní (Tekeli et al., 2005). Klíčovým prvkem v jakémkoli pokusu o předpovídání odtoku ze zasněžených nebo zaledněných oblastí je modelování tání. V horských regionech sníh i led výrazně ovlivňují hydrologii povodí dočasným ukládáním a uvolňováním vody v různých časových obdobích, což způsobuje různou roční a denní odezvu odtoku (Hock, 2003).

Obecnější analýzy sněhových simulací naznačují, že dostupnost údajů je hlavním faktorem, který určuje výkon sněhového modelu (Parajka a Blöschl, 2008). K modelování odtoku z povodí z tajícího sněhu potřebujeme pochopení charakteristik povodí a různých procesů spojených s akumulací sněhu, vlastnostmi sněhové pokrývky, rozložením sněhové pokrývky, výměnou povrchové energie, zadržováním vody a jejím pohybem ve sněhové pokrývce, interakcí mezi sněhem a půdou a korytovým odtokem generovaným tajícím sněhem (Singh a Singh, 2001). Velký vliv má např. sezónně zmrzlá půda, která snižuje infiltrační schopnost půdy a dochází ke zvýšenému množství povrchového odtoku tavné vody (Bayard et al., 2005). Podstatná je i prostorová distribuce SWE. K testování schopnosti modelu simulovat hlavní prvky řídící prostorového rozložení SWE, sklon svahu pozorované a simulované SWE ve vztahu k topografii a vliv vegetace se používá výpočtu regresní analýzy. Srovnání pozorovaných a simulovaných gradientů pomáhá upozornit na slabiny modelu (Jost et al., 2009).

V modelování odtoku ze sněhové pokrývky lze vyčlenit dva hlavní okruhy:

1. Modely energetické bilance, které se opírají o výměnu energie mezi sněhovou pokrývkou a jejím okolím

2. Modely teplotního indexu vycházející z metody degree-day, u níž platí předpoklad, že existuje lineární vztah mezi rychlostí tání a průměrnou denní teplotou vzduchu pohybující se kolem kritické teploty (DeWalle a Rango, 2008).

Fyzikální přístup k modelování odtoku je založen na energetické bilanci (Jeníček et al., 2012). Podle Singha a Singha (2001) je energetická bilance sněhové pokrývky formulována podobným způsobem jako pro výpar z nějakého vodního útvaru. Výměna energie v konečném důsledku určuje rychlost ztráty vody ze sněhové pokrývky táním a výparem nebo sublimací (DeWalle a Rango, 2008). Rovnice energetické bilance sněhové pokrývky lze vyjádřit následovně (rovnice 2):

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q, \quad (2)$$

v němž  $Q_m$  představuje energii dostupnou pro tání sněhové pokrývky,  $Q_{nr}$  radiační bilanci,  $Q_h$  konvektivní výměnu sensitivního tepla s atmosférou,  $Q_e$  latentní teplo evaporace, kondenzace nebo sublimace,  $Q_p$  teplo dodané dešťovými srážkami,  $Q_g$  teplo získané z půdního podloží a  $Q_q$  změnu vnitřní energie sněhové pokrývky (Singh a Singh, 2001).

Kladné hodnoty  $Q_m$  budou mít za následek tání sněhu (Singh a Singh, 2001). To pak obvykle představuje hlavní způsob pro spotřebu přebytečné energie dodávané sněhu, jehož teplota dosahuje 0 °C (DeWalle a Rango, 2008). Objem vody, která odtaje lze podle Singha a Singha (2001) zjednodušeně vyjádřit jako (rovnice 3):

$$M = 0,0031 \cdot Q_m, \quad (3)$$

kde  $M$  je množství tající vody [mm.den<sup>-1</sup>] a  $Q_m$  je denní tok energie [kJ.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>]. Konstanta 0,0031 je určena pro zralý sníh a obsah kapalně vody se rovná 3 % (Jeníček et al., 2012).

Určit jednotlivé členy energetické bilance je poměrně složité, proto se často užívá tzv. metod indexů (degree-day). Nejrozšířenější metodou je metoda teplotního indexu, přičemž indexem je v tomto případě teplota vzduchu. Množství roztátého sněhu bývá nejčastěji počítáno podle rovnice 4:

$$M = a \cdot (T - T_C), \quad (4)$$

kde  $M$  vyjadřuje úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky [mm.d<sup>-1</sup>],  $a$  udává úbytek vodní hodnoty za den způsobený změnou teploty  $T$  o 1 °C oproti kritické hodnotě  $T_C$ , při níž začíná proces tání [mm.°C<sup>-1</sup>.d<sup>-1</sup>],  $T$  je průměrná denní teplota vzduchu [°C] a  $T_C$  je kritická teplota [°C], jejíž hodnota se pohybuje mezi 0 a 2 °C. Veličina teplotního faktoru není stálá a mění se v závislosti na fyzikálních vlastnostech sněhu nebo na slunečním záření (je tedy závislá například na vegetačním krytu). Hodnoty se pohybují v rozmezí 1–7 mm.°C<sup>-1</sup>.d<sup>-1</sup> (Jeníček et al., 2012).

Metoda degree-day je výpočetně velmi jednoduchá a data o teplotě vzduchu jsou obvykle dobře dostupná, ale Jeníček et al. (2012) potvrzuje problémy s aplikací metody teplotního indexu, především obtížnost modelování vodní hodnoty sněhu a odtoku ze sněhu v podmínkách teploty vzduchu kolísající kolem 0 °C. Naopak hodnotí situace s pozvolným přibýváním sněhu bez častých oblev a následné tání sněhu způsobené vysokými teplotami

vzduchu a kapalnými srážkami, které lze díky této metodě modelovat s uspokojivým výsledkem.

Základní jednotkou, díky níž lze odtok modelovat, je povodí vymezené rozvodnicí a uzavřené závěrovým profilem. Matematický model je popsán jako matematické vyjádření vztahu mezi vstupními a výstupními veličinami a systémem operací. V procesu modelování odtoku dochází k transformaci vstupních dat na výstupní (Singh a Singh, 2001). K modelům, jež řeší odtok ze sněhové pokrývky, patří např. srážko-odtokové modely MIKE-SHE, HEC-HMS, HBV, NASIM nebo SRM, přičemž některé z nich jsou založené na metodě teplotního indexu – degree-day (Jeníček in Bízek, 2011). Tato metoda je definována jako denní úbytek vodní hodnoty sněhu při zvýšení teploty vzduchu o jeden stupeň nad kritickou teplotu, při které začíná proces tání (Taufmannová et al., 2010). Největší nevýhodou metody teplotního indexu je složitost použití kratšího časového kroku než denního. Časová odezva na vnější klimatické podmínky je často na povodích takto malé rozlohy, jako je horní Bystřice nebo Zlatý potok, rychlejší. Využitím průměrné denní teploty vzduchu společně s konstantní hodnotou teplotního indexu není možné dostatečně přesně simulovat denní chod tání sněhové pokrývky (Kutláková a Jeníček, 2012). Model SRM je v kapitole 3 popsán podrobněji.

Matematické modely jsou stěžejním prvkem hydrologických simulací a jsou využívány pro široké spektrum problémů (Singh a Singh, 2001). Tradičně jsou statistické metody odtokových modelů využívány k odhadu nebo předpovědi sezónního objemu odtoku z tání sněhu, avšak výběr modelu vhodného na předpověď odtoku z tání sněhu se odvíjí od mnoha faktorů, včetně cílů modelování a dostupnosti dat, takže zevšeobecnování jsou problematická (DeWalle a Rango, 2008). Přesto jsou podle Singha a Singha (2001) některé ze vztahů obecné a jsou proto vhodné pro mnoho dílčích povodí nebo zón v hlavním povodí a jiné mohou být odvozeny pouze pro konkrétní povodí. Úspěšná aplikace modelu tedy závisí na původu různých parametrů a vztazích specifických pro jednotlivá povodí nebo říční systémy (Singh a Singh, 2001). V horských oblastech závisí úspěšné modelování odtoku do značné míry na přesné kvantifikaci procesu tání (Hock, 2003). Výrazného zlepšení modelovaných výsledků lze podle Esseryho (2003) dosáhnout rozdělením povodí do malého počtu výškových pásem a provedením samostatné simulace zvlášť pro každou zónu. Upozorňuje ovšem na to, že pokud se nepoužije informace o výškové závislosti vegetačního krytu a meteorologických podmínkách je toto zlepšení výsledků méně zřetelné (Essery, 2003). K ověření simulovaných sněhových procesů v hydrologických modelech lze použít i informace z time-lapse snímků (Garvelmann et al., 2013).

Během modelování dochází samozřejmě i k chybám. Jsou snahy tyto chyby eliminovat, ale přesto se některým vyhnout zatím nelze. Jost et al. (2009) zobecňuje modelové chyby vznikající v období tání, kdy se několik procesů změní v reakci na vyšší teploty a zmizení sněhu. Nejdůležitější jsou asi změny albeda. Jakmile se na povrchu sněhu začnou objevovat křoviny, změní se energetický režim. Vzhledem k dostupnosti obvykle surových dat o vegetačních charakteristikách a komplikovanosti daných procesů je však tento proces těžké zahrnout do modelu (Jost et al., 2009).

Modelové simulace hydrologických procesů v horských oblastech sice vyžadují pozornost pro prostorové rozložení meteorologických vstupních proměnných, topografických

vlastností, půdních charakteristik a land use, ale jsou velmi cenné pro zlepšení pochopení prostorové a časové struktury hydrologických procesů (Verbunt et al., 2003).

## **2.4 Práce s modely u nás a ve světě**

Rozvoj modelování hydrologických procesů je spojen především s rozvojem výpočetní techniky a využívá různé matematické modely, které zjednodušeně představují skutečné povodí. Modelování je založeno na rozčlenění povodí do hydrologicky podobných jednotek. Modely tání obecně spadají do dvou kategorií: jednak modely energetické bilance, které se snaží tání kvantifikovat jako zbytek z rovnice tepelné bilance a jednak modely teplotního indexu předpokládající, že existuje empirický vztah mezi teplotou vzduchu a mírou tání (Hock, 2003).

Velké množství prostorově podrobných informací získaných z dálkového a pozemního průzkumu nebo interpolací bodových měření a zpracovaných v rámci geografického informačního systému nabízí mnoho nových možností hydrologického modelování jako např. vytváření prostorově distribuovaných modelů povodí (Schumann et al., 2000). Podmínky, jako například různá topografie (sklon, expozice a převýšení), redistribuce sněhu větrem a sublimace sněhu, vegetační kryt a podmínky zmrzlé půdy mohou být všechny zahrnuty v distribuovaných modelech (DeWalle a Rango, 2008). Většina z těchto modelů je založena na přístupu energetické bilance a původně byla vyvinuta pro otevřené (bezlesé) krajiny. Oproti otevřené ploše je modelování vývoje sněhové pokrývky pod ochranou lesa složitější, protože koruny stromů mají vliv na intercepci a energetickou bilanci (Jost et al., 2009). Rozhodujícím parametrem pro simulované energetické bilance je např. albedo sněhu, které závisí na mnoha okolnostech (zejména na zrnitosti, hustotě a obsahu nečistot) a liší se pro různá spektrální pásma (Strasser a Mauser, 2001).

Realističtější odhad distribuce sněhu lze získat lineární regresí nebo geostatickými metodami, které umožňují kontinuální modelování celé krajiny. Geostatistické metody však mají tu nevýhodu, že vyžadují kompletní odběr vzorků dat, který může být obtížné získat ve větších povodích v horách (Jost et al., 2007). Jednou z možností by ale mohlo být využití GIS ke zlepšení odhadu parametrů v existujících koncepčních modelech, přičemž by v úvahu byla brána i konkrétní charakteristika povodí. Parametry modelu pro různá povodí v regionu by byly kalibrovány v souladu s jejich fyzickými vlastnostmi a díky tomu může být model aplikován i na neměřené části povodí v daném regionu (Schumann et al., 2000).

Shromáždění dat z dálkového průzkumu o oblastech pokrytých sněhem by mohlo být zajímavým nástrojem pro zdokonalení sněhových modelů (Roy et al., 2010). Pro sníh je charakteristická vysoká odrazivost, která způsobuje velký odraz přichozího slunečního záření. Doprovodným problémem spojeným s využíváním pozorování ve viditelných vlnových délkách je ale zastínění sněhu na povrchu způsobené buď oblačností, nebo rostlinným krytem (Tekeli et al., 2005). Kvůli přesnosti je důležité i prostorové rozlišení jednotlivých pixelů ve snímku. Příkladem mohou být sněhové mapy MODIS používané ve východní části Turecka, u

kterých byla validace prováděna na základě srovnání satelitních snímků s vyšším rozlišením (Tekeli et al., 2005).

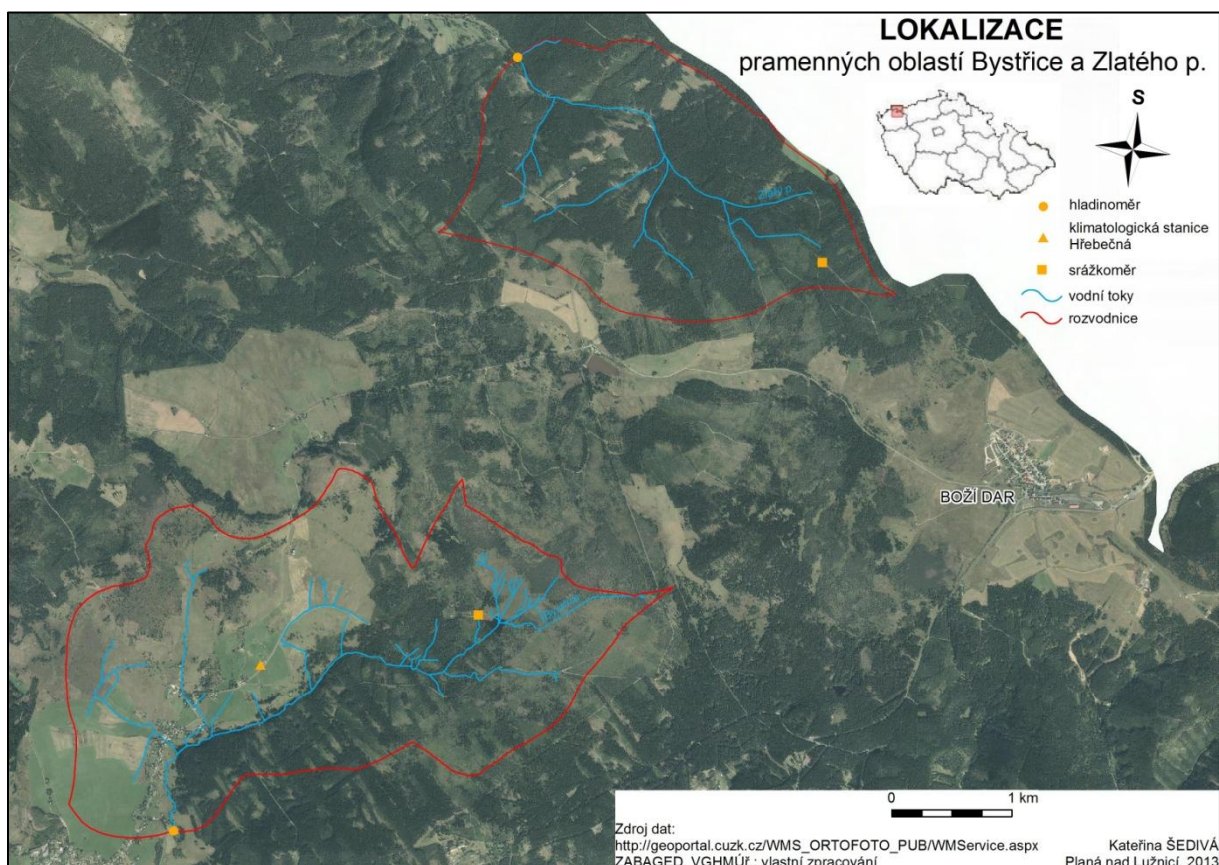
Rychlé a přesné informace o pokrytí sněhem jsou velmi důležité pro předpovědi nebo simulace použití vodních zdrojů. Provedené prognostické studie ukazují, že se zdá vhodné použít sněhové mapy MODIS (z anglického Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) při predikci velikosti a načasování odtoku z tajícího sněhu přispívajícího velkými objemy průtoků do nádrží (Tekeli et al., 2005). Modelování odtoku tedy vyžaduje neustále nové přístupy, protože vývoj nejen GIS nabízí nové způsoby zpracování a používání informací charakteristikách povodí s vysokým prostorovým rozlišením (Schumann et al., 2000).

### 3. Materiál a metody

#### 3.1 Charakter povodí Bystřice a Zlatého potoka

Obě povodí, jak Bystřice, tak Zlatý potok se nachází v západní části Krušných hor severozápadně od nejvyššího vrcholu Klínovce v oblasti Božídarského Špičáku. Bystřice pramení v rašeliništích severovýchodně od obce Hřebečná v nadmořské výšce 1 010 m n. m. Její tok směřuje nejprve na jihozápad, u Abertam se tok obrací na jih a postupně až na jihovýchod. Nedaleko Ostrova se ve 338 m n. m. zleva vlévá do řeky Ohře.

Pramen Zlatého potoka se nachází jižně od německé obce Tellerhäuser v nadmořské výšce 965 m n. m. Potok protéká obcí Zlatý Kopec, míří na severozápad a poté odvádí vodu do Saska, kde se vlévá do německého toku Pöhlwasser.



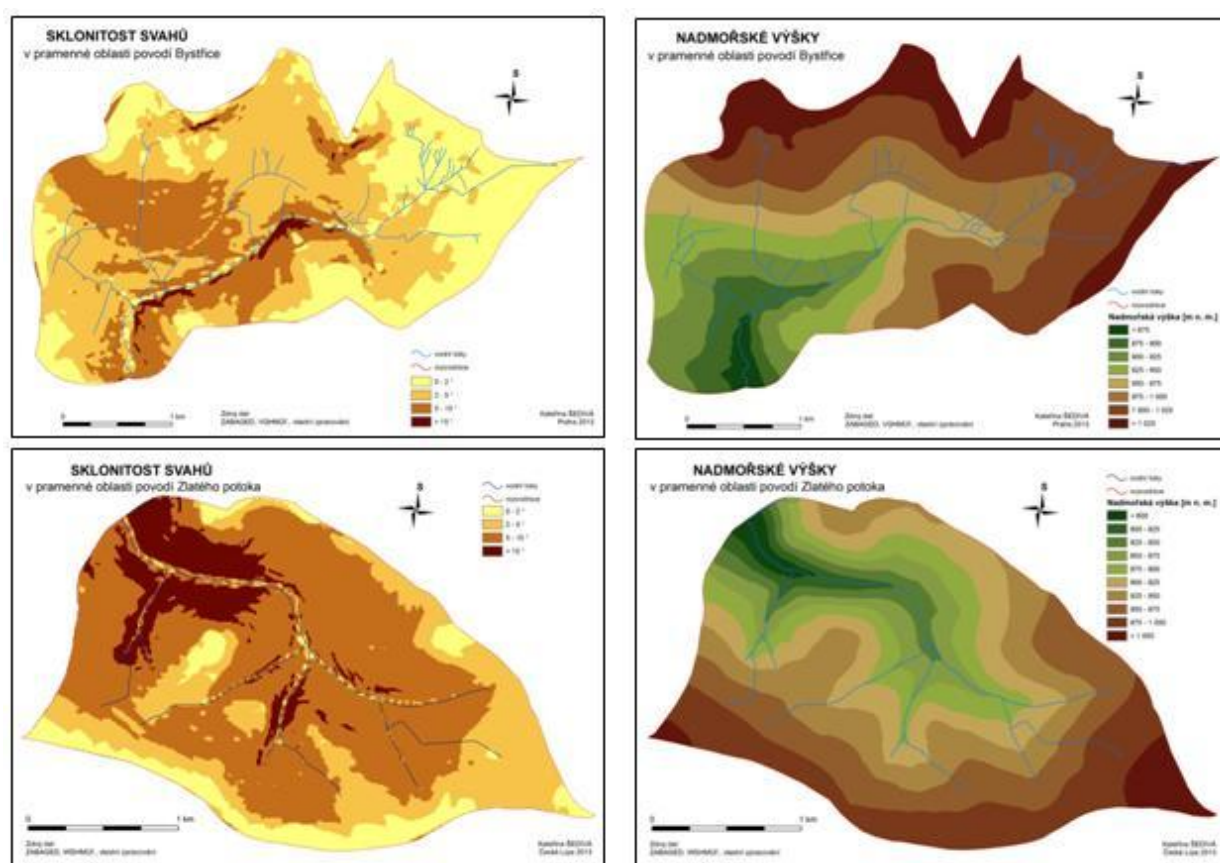
Obr. 1: Snímek ortofoto s umístěním pramenných povodí Bystřice a Zlatého potoka

Geologicky jsou Krušné hory a Smrčiny relativně samostatnou jednotkou Českého masívu (Škvor, 1975). Společně tvoří dvě assyntská antiklinoria z krystalických břidlic, a zvláště žul, ležící na žulovém jádře (Kunský, 1974). Krystalinikum je komplex krystalických hornin, přičemž krušnohorské krystalinikum se skládá z různě metamorfovaných sedimentů prekambriického až staropaleozoického stáří (fylitů, svorů a pararul) a z migmatitů, ortorul a granitů (Petránek, 2007).



Krušné hory zasáhlo mladoassyntské a variské vrásnění. Koncem druhohor a v oligocénu vzniklo parovinné zarovnání pohoří. V miocénu a pliocénu se obnovily horotvorné pohyby na krušnohorských i variských zlomech a během nich byl dokončen zdvih Krušných hor. Parovinný povrch byl mladými zlomy rozdělen a vysunut do různých výšek (Kunský, 1974). V okolí božídarského Špičáku, Hřebečné, Ryžovny a Bludné se nachází jedna z plošně rozsáhlejších denudačních úrovní v Krušných horách, z části je překrytá rašeliništi (Král, 1968). Ve starších čtvrtohorách nebyly Krušné hory zaledněny (Kunský, 1968).

Starý plochý reliéf je porušen mladou hloubkovou erozí toků, podmíněnou postupným výzdvihem Krušných hor během terciéru (Škvor, 1975). Na některých zlomech tedy vznikla svahová údolí (Kunský, 1974). Zahloubení údolí připadá převážně na pleistocén, kdy mohly toky v době tání velmi intenzivně erodovat. Pohoří je odvodňováno dvěma směry. Jednak je zachován prapůvodní směr toku k severu a severozápadu, jednak směřují toky k jihu a jihovýchodu do podkrušnohorských pánví (Škvor, 1975). Vzhledem k tomu, že pramenná oblast toků je obklopena rašeliništi, je voda zbarvená humózními látkami. Údolí jsou nepatrně zahloubena ve svahových hlínách a jen zřídka zasahují pevný skalní podklad (Král, 1968).



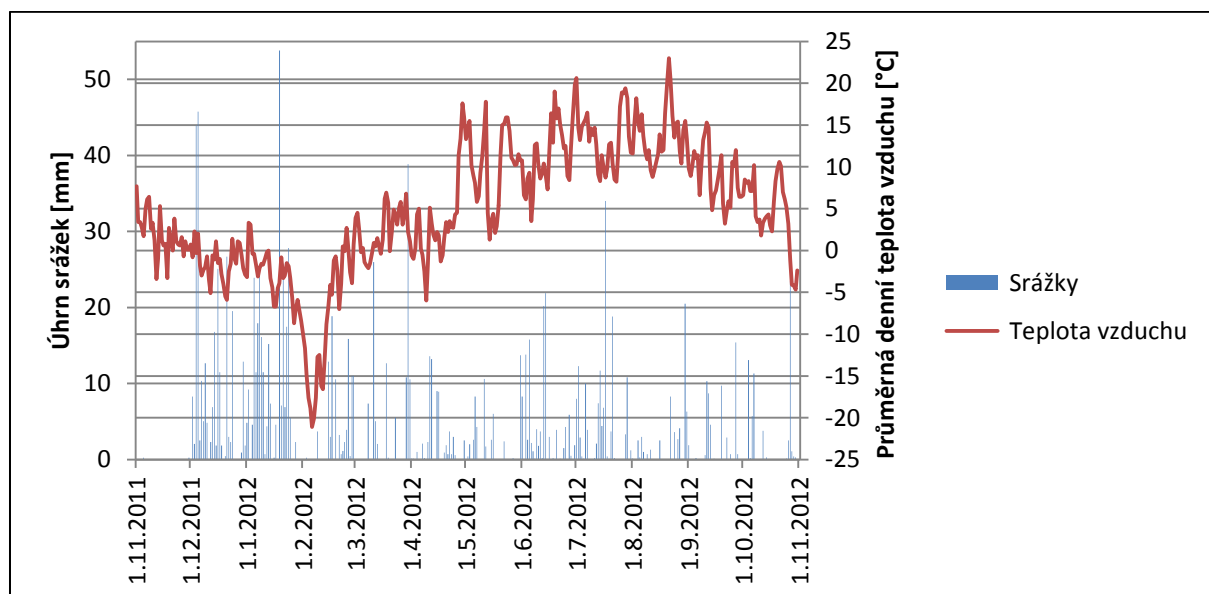
Obr. 2: Sklonitost a nadmořské výšky v pramenných povodích Bystrice a Zlatého potoka

Hlavními půdními typy v experimentálních povodích jsou především rezivé půdy s podzoly. V prostoru Božídarských rašelinišť se nachází rašeliništní půdy, na něž navazují podzoly (Tomášek, 2007).

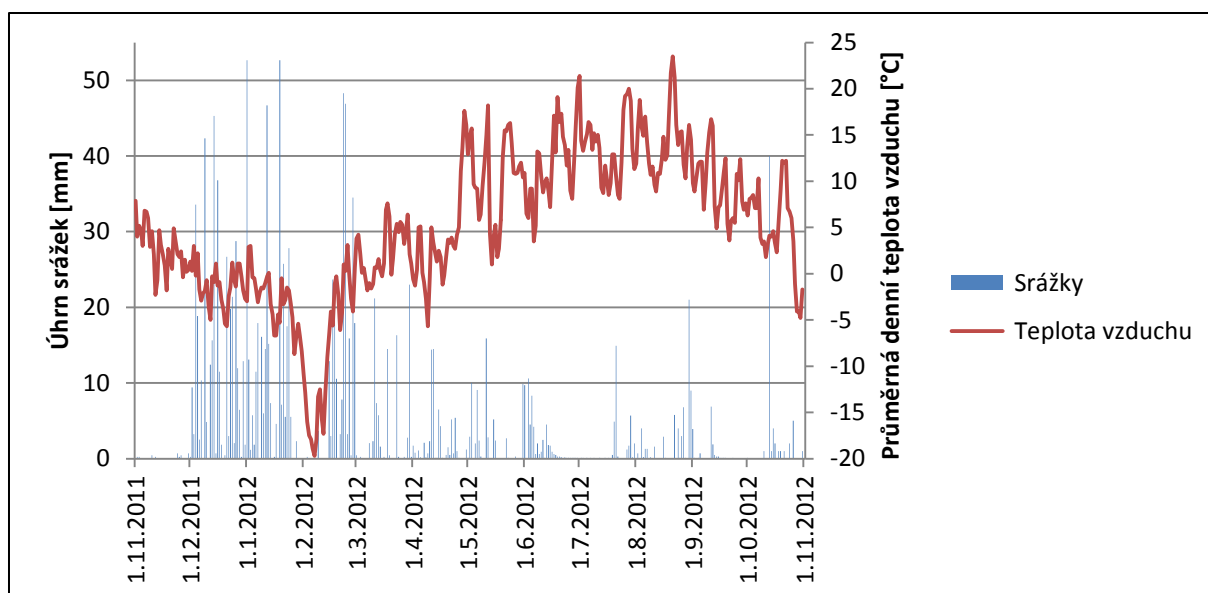
Každý ze zastoupených půdních typů má jiný půdní druh. Pro odtok srážkové vody je velmi důležité především zrnitostní složení půdy a s tím spojená schopnost nasáknout vodu. V obou lokalitách se nacházejí půdy převážně štěrkovité až kamenité. Organozemě se vyznačují velmi dobrou retenční schopností, lehčí skeletovité podzoly velmi špatnými sorpčními vlastnostmi (Tomášek, 2007).

Kryptopodzoly i podzoly jsou půdy s nízkou přirozenou úrodností, využitelné buď pro pěstování píce, nebo jako trvalé travní porosty, horské louky či pastviny. Jako lesní půdy však obvykle mívají vysokou produktivitu. Organozemě mají mimořádný hospodářský význam, ačkoli na Božím Daru těžba rašeliny probíhala jen do druhé světové války. Nyní mají význam spíše ekologický, protože tvoří stanoviště pro mnoho druhů rostlinných společenstev (Tomášek, 2007).

Obě experimentální povodí jsou relativně chladná, protože průměrné roční teploty vzduchu se pohybují v rozmezí 4–6 °C. Letní průměrné teploty jsou 10–12 °C, zimní se pohybují mezi -3–2 °C. Průměrný roční úhrn srážek je v povodí Bystřice přibližně 1 200 mm, u povodí Zlatého potoka je roční úhrn menší (cca 1 000 mm), což může souviset s odlišnou expozicí vymezených území. Průměrné sezonní úhrny srážek za léto i zimu dosahují stejných hodnot, a to 300 mm, přičemž průměrná maxima výšky sněhové pokrývky se pohybují okolo 100 cm. Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou je 120–160. Z hlediska povětrnostních podmínek je zájmová oblast povodí Bystřice jedním z největrnějších míst v Česku, nad 800 m zde dosahují průměrné roční rychlosti větru 7–9 m.s<sup>-1</sup> (Tolasz a kol., 2007).

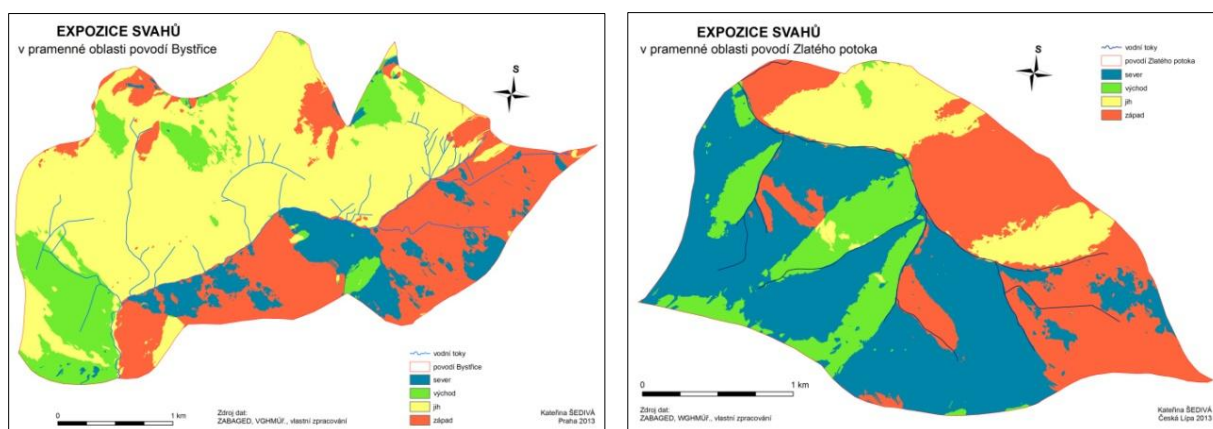






Obr. 3: Teplota vzduchu a úhrn srážek v pramenné oblasti povodí Bystřice – stanice Hřebečná (horní graf) a Zlatého potoka – Zlatý kopec (spodní graf) v hydrologickém roce 2012

Pro odtok vody z povodí má mimo jiné velký význam i expozice svahů. Její orientace může být příčinou zvýšeného výparu nebo rychlejšího tání sněhové pokrývky. Důsledkem toho je prudší odtok na jaře či po letních srážkových událostech.



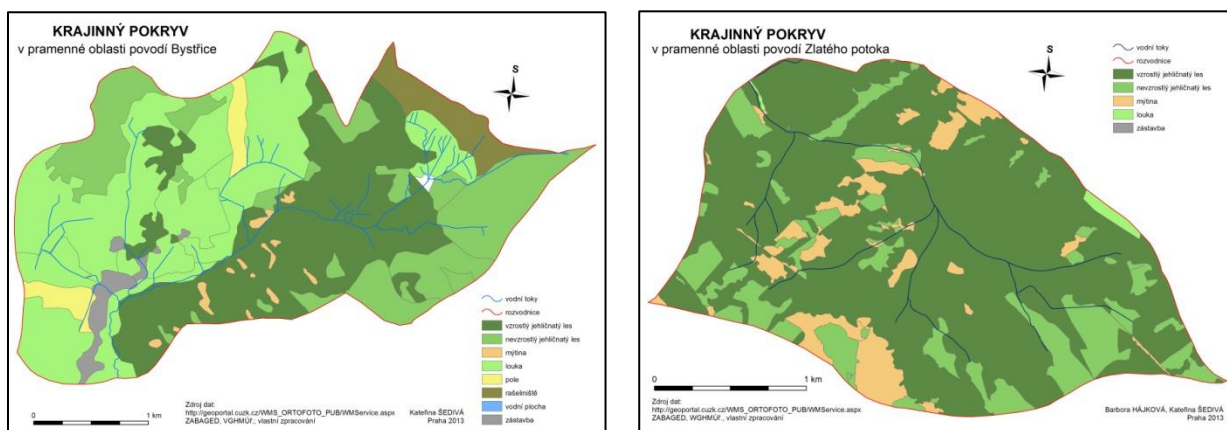
Obr. 4: Orientace svahů ke světovým stranám v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka

Krušné hory jsou díky humidnímu klimatu a příhodnému reliéfu významnou oblastí z hlediska počtu vrchovištních jezer. Na hřebeni pohoří se nacházejí desítky vrchovišť, na nichž se vyskytuje velké množství vodních tůní (Janský a Šobr, 2003). K těm patří Mrtvý rybník ležící v zájmovém území povodí Bystřice a Božídarská rašeliniště, která do něj také z části zasahují. Božídarský komplex sestává z pěti částí více méně od sebe oddělených přirozeně, nebo uměle (Dohnal a kol., 1965).

V oblasti božídarského Špičáku je charakteristické uspořádání říční a údolní sítě v podobě vějíře (Král, 1968). Oba vodní toky mají v řádovosti podle Strahlera I. řád, který v průběhu toku narůstá. Absolutně je Bystřice III. řádu a Zlatý potok VI. řádu. Obě povodí jsou odvodňována přes Labe do Severního moře.

Horní Bystřice a Zlatý potok představují nejen dvě vegetačně odlišná povodí, ale odlišují se také různými projevy návětrí a závětrí. Zhruba polovinu území horní Bystřice tvoří nezalesněné otevřené plochy, naopak povodí Zlatého potoka je zalesněno téměř celé (Jeniček a Taufmannová, 2010). Nejčastějším pokryvem zájmového povodí jsou jehličnaté lesy a křoviny. Podle mapy potenciální přirozené vegetace se experimentální povodí nachází v montánním až submontánním výškovém stupni. Území pramenné části Bystřice je tvořeno téměř výhradně smrkem, pro oblast rašelinišť je typické bylinné patro tvořené keří a bohatě vyvinuté mechové patro. Pro povodí Zlatého potoka je nejvýznamnějším zástupcem stromového patra z listnáčů buk a z jehličnanů smrk (Neuhäuslová a kol., 1998).

V severovýchodní části povodí Bystřice se nachází Národní přírodní rezervace Božídarská rašeliniště, která jsou bezpochyby největším chráněným komplexem. Zčásti úplná rezervace je zřízená na ploše kolem 900 ha (Dohnal a kol., 1965).



Obr. 5: Krajinový pokryv v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka

Podrobnější popis povodí Bystřice i Zlatého potoka je uveden např. v pracích Šedivé (2011) a Hájkové (2011).

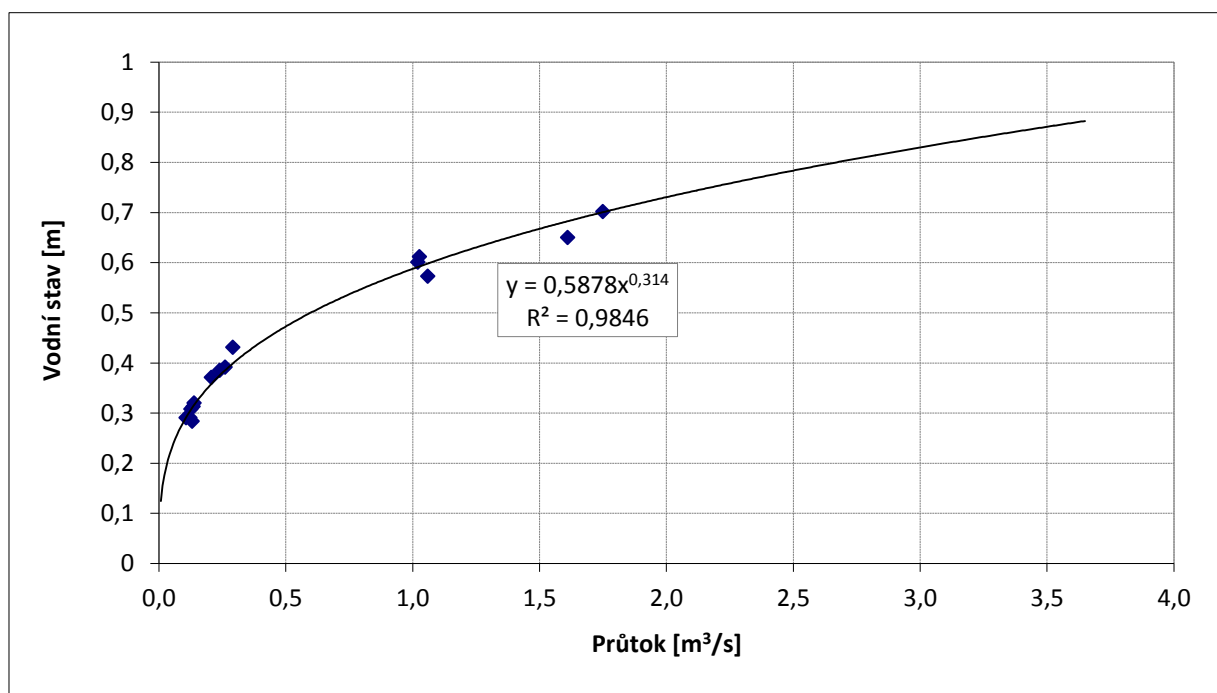
### 3.2 Data

Data potřebná pro práci v modelu SRM byla získána z databáze Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Pro Bystřici jsou to data z klimatologické stanice Hřebečná a z tlakového hladinoměru v závěrovém profilu v Abertamech, pro Zlatý potok z hladinoměru ve Zlatém Kopci.

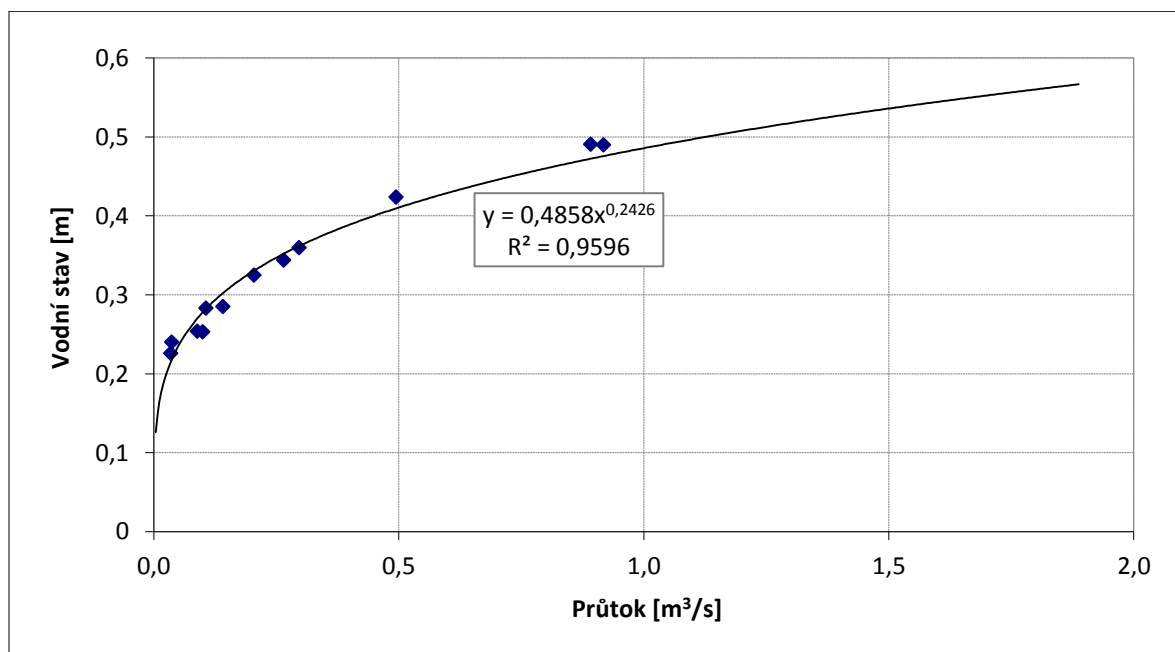
Stanice Hřebečná nacházející se nedaleko obce Hřebečná leží v nadmořské výšce 960 m a od listopadu 2008 zde probíhá měření v desetiminutovém intervalu, přičemž některé veličiny se začaly měřit až později. Pro tuto práci byla potřebná řada úhrnů dešťových srážek, teploty vzduchu a výšky sněhové pokrývky.

Tlakové hladinoměry, také měřící po deseti minutách, zaznamenávají vodní stav, na jehož základě je vykreslována konsumpční křivka, z níž je získáván průtok (obrázky 6 a 7). V povodí Zlatého potoka jsou úhrny srážek a výška sněhu sledovány ve Zlatém Kopci. I zde se měří od listopadu 2008. Intenzivněji je monitoring sněhové pokrývky prováděn v době

jarního tání, a to z důvodu snahy zachytit změnu tání a její projev v závěrových profilech na hladinoměrech. Problémem řady dat z povodí Zlatého potoka je nepřesná informace o srážkách, protože srážkoměry nejsou vyhřívané.



Obr. 6: Konsumpční křivka v závěrovém profilu Bystřice – v Abertamech

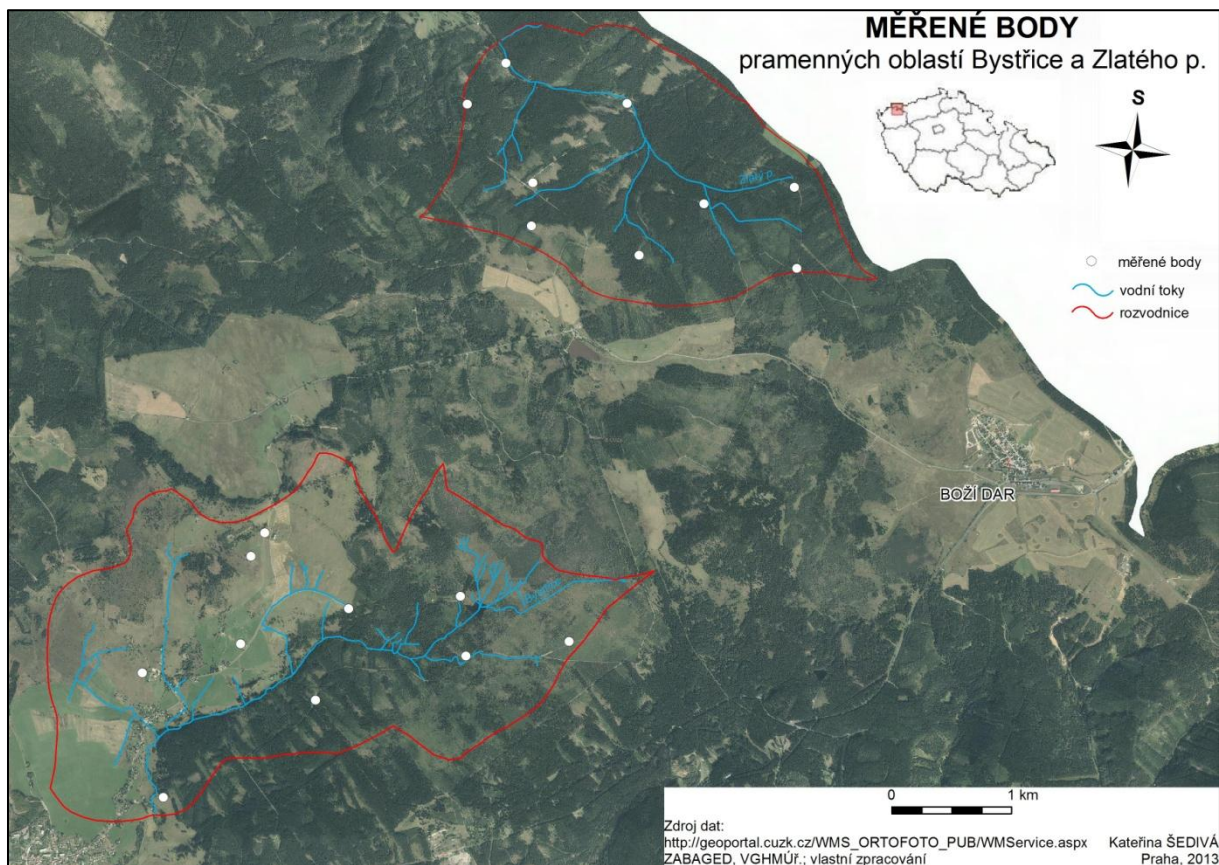


Obr. 7: Konsumpční křivka v závěrovém profilu Zlatého potoka – ve Zlatém Kopci

V jednotlivých místech, kde probíhá pozemní měření sněhu Kfgg Přf UK se zaznamenávají následující charakteristiky: výška sněhu (průměrná výška sněhu vypočítaná z několika měření sněhoměrnou tyčí), hmotnost (hmotnost válce s odebraným vzorkem sněhu) a typ vegetace. Vegetační kryt je rozdělen do pěti kategorií:

1. volná plocha
2. uzavřená volná plocha
3. nevzrostlý les
4. vzrostlý les
5. vysoký hustý les.

Rozmístění měřených bodů v povodí ukazuje obrázek 8.



Obr. 8: Rozložení měřených bodů v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka

Získaná data z pozemního i staničního měření byla analyzována a následně byly některé hodnoty použity jako vstupy do hydrologického modelu SRM, přičemž část dat slouží ke kalibraci modelu a část k samotné simulaci dynamiky sněhové pokrývky.

### 3.2.1 Úprava dat

Surová data, která byla k dispozici pro čtyři hydrologické roky 2009–2012, bylo před jejich zpracováním a vyhodnocením v modelu nutné nejprve upravit. Poskytnutá data se u obou pramenných povodí vyznačovala absencemi měření a v případě Zlatého potoka byla zaznamenána i chyba měření. U Bystřice i Zlatého potoka probíhaly úpravy podle jednotné metodiky.

Vždy byla nejprve vytvořena tabulka, jež sloužila jako vstupní podklad pro vkládání dat do SRM modelu. Jak je zmíněno v textu, model vyžaduje údaje o teplotě vzduchu,

srážkách a ploše pokryté sněhem v procentech. Kvůli vizuální kontrole přesnosti simulace, kterou lze jednoduše provést zobrazením grafu měřeného a modelovaného průtoku, se do tabulky vstupních proměnných vkládá i průtok. Všechny tyto proměnné byly k dispozici po deseti minutách, ale vzhledem k tomu, že model pracuje v denním kroku, bylo nutné tyto údaje přepočítat. U teploty vzduchu byl brán denní průměr, u srážek pak celkový denní úhrn. Průtok byl nejprve spočítán na základě konsumpční křivky a poté zprůměrován. K těmto úpravám byla využita kontingenční tabulka v MS Excel.

Aby řady dat byly kompletní, bylo nutné je v dalším kroku doplnit. Výpočtem Pearsonova korelačního koeficientu bylo zjištěno, že údaje ze stanice Hřebečná nejlépe korelují se stanicí na Klínovci, která patří Povodí Ohře. Protože tato data mají velmi podobný trend vývoje lze je tedy použít jako základ pro vyplnění mezer v poskytnuté datové řadě. Výpočet chybějících hodnot byl proveden dosazením do rovnice 5:

$$y = kx + q. \quad (5)$$

Směrnice  $k$  byla získána jako výsledek funkce slope, posunutí přímky  $q$  jako výsledek funkce intercept v MS Excel. Vzorec obou funkcí vyžadoval zahrnout údaje o počítané veličině z více stanic. Jako další byla zvolena stanice Karlovy Vary – lázně patřící Českému hydrometeorologickému ústavu, která měla druhou nejvyšší hodnotu Pearsonova korelačního koeficientu. Korelace byla spočítána ještě v obou povodích v nadmořské výšce 1 000 m n. m., kde jsou instalovány srážkoměry, jejichž fyzikogeografické podmínky jsou velmi blízké podmínkám na Hřebečné. V povodí horní Bystřice se nachází u Mrtvého rybníka a v povodí Zlatého potoka u rozcestí Hubertky (obr. 1), avšak jejich korelace je nižší než s výše popsány vzdálenějšími stanicemi. Za neznámou  $x$  byla dosazena nadmořská výška stanice Hřebečná (960 m n. m.). Vzorec byl aplikován na získání teplot vzduchu i úhrnu srážek.

Srážková data jsou však velmi problematickou proměnou. Díky terénním měřením, kdy skutečné měřené hodnoty neodpovídaly spadlým srážkám generovaným ze stanice na Hřebečné, bylo zjištěno, že datová řada zimních srážek je podhodnocená. K tomu přispívá především unášecí schopnost větru způsobující redistribuci sněhu. Touto problematikou se ve své bakalářské práci zabýval Matějka (2013) a jeho závěrů bylo využito pro úpravu potřebné řady dat do programu WinSRM. Srážky v zimním období byly tedy vynásobeny korekčním faktorem 2,3, který dle Matějky (2013) zahrnuje jak podhodnocení úhrnů srážek, tak nadhodnocení hmotnosti sněhu v místě měření SWE.

V případě řady dat ze Zlatého potoka bylo doplnění dat mnohem méně přesné. Teploty vzduchu i srážky pro neměřené období byly brány stejné jako v povodí Bystřice, a to z Hřebečné. U získávání dat o srážkách je velkou nevýhodou absence vyhřívaného srážkoměru, z čehož plyne, že zaznamenaná informace v měřené řadě je chybná. Tato data, kdy byla teplota vzduchu nižší než 0 °C, byla nahrazena taktéž daty z Hřebečné.

Povodí horní Bystřice i Zlatého potoka je každou zimu od prosince do února pokryté sněhovou pokrývkou, tudíž je v těchto obdobích pokrytí sněhem stoprocentní a v modelu se udává hodnota 1. Sníh ale netaje rovnoměrně, a tak dochází na některých místech k rychlejšímu poklesu pokryté plochy, např. v povodí Bystřice je tání rychlejší na rozlehlých osluněných loukách. Do modelu byly na základě dat z terénního měření vloženy hodnoty 1



přibližně až do poloviny března, kdy bývá povodí stále pod sněhem. V období tání byla simulace provedena s hodnotami 0,5, přičemž tato konstanta byla odhadnuta z měřených terénních dat a z řady teplot vzduchu. Po zbytek roku se do modelu vkládá číslo 0 představující plochu beze sněhu.

Počítán byl i faktor tání. Jeho hodnota byla získána na základě dat získaných terénním měřením. Pro výpočet byly zvoleny tři nejčastěji zastoupené plochy, a to mýtiny, otevřené plochy (pole a louky) a lesy (vzrostlé i nevzrostlé). V závislosti na zastoupení těchto jednotlivých částí povodí byl vypočten vážený průměr, kde vahou byla celková plocha povodí. Metodiku výpočtu provedli Jeníček a Pevná (2013), přičemž zatím nebyla nikde publikována.

### 3.3 Snowmelt Runoff Model

Odtokový model SRM byl vyvinutý J. Martincem na malých evropských povodích v roce 1975 (DeWalle a Rango, 2008). Je navržen tak, aby simuloval a předpovídal denní odtok na horských řekách, kde je tání sněhu hlavním faktorem odtoku. Jde o model založený na metodě degree-day, který vyžaduje pouze jednoduchá teplotní a srážková data, ale kromě toho využívá satelitní data o sněhem pokryté oblasti, která mohou být vstupem pro až osm zón s různou nadmořskou výškou (DeWalle a Rango, 2008). Pokud je rozsah převýšení v povodí větší než 500 m, tak se doporučuje, aby se povodí dělilo na výškové zóny přibližně každých 500 m (Martinec, Rango a Roberts, 2008).

Plocha povodí je rozdělená do zón podle výškou a různé modelové proměnné a parametry jsou použity pro každou zónu pro výpočet odtoku z tajícího sněhu (Singh a Singh, 2001). Proto může být model SRM použit v horských povodích o libovolné velikosti (zatím od 0,76 km<sup>2</sup> do 917 444 km<sup>2</sup>) a o jakémkoli převýšení.

Model může být využit pro následující účely (DeWalle a Rango, 2008):

- 1) Simulace denních průtoků v době tání sněhu, během roku nebo během několika let. Může sloužit k vyhodnocení odtoku v neměřených povodích užitím satelitního sledování sněhem pokrytých oblastí a extrapolací teplot a srážek z okolních stanic.
- 2) Krátkodobá a sezónní předpověď odtoku.
- 3) Vyhodnocení potenciálního vlivu změny klimatu na sezónní sněhovou pokrývku a odtok.

Model SRM zahrnuje i grafické zobrazení hydrogramu vypočteného a naměřeného odtoku. Vizuální kontrola ukazuje již na první pohled, zda byla simulace úspěšná, či nikoli. Navíc model stanovuje dvě kritéria přesnosti, a to koeficient determinace  $R^2$  a rozdíl objemu  $D_V$  pro objektivnější posouzení správnosti provedení simulace. Koeficient determinace je počítán následovně (rovnice 6):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2}, \quad (6)$$

kde  $Q_i$  je měřený denní odtok,  $Q'_i$  počítaný denní odtok,  $\bar{Q}$  je průměr měřeného odtoku daného roku nebo sezóny tání a  $n$  je počet dnů s odtokem. Tato rovnice koresponduje s koeficientem

Nash-Sutcliffe, v jehož případě je  $\bar{Q}$  dlouhodobý průměr měřeného odtoku aplikovaný na příslušné roky nebo sezóny. Procentní chyba objemu využívá pro výpočet následující rovnici 7:

$$D_V[\%] = \frac{V_R - V_R'}{V_R} * 100, \quad (7)$$

kde  $V_R$  je měřený roční nebo sezónní objem odtoku a  $V_R'$  je počítaný roční nebo sezónní objem odtoku. Tato číselná kritéria přesnosti nejsou nikdy zcela přesná (Martinec, Rango a Roberts, 2008).

Kromě těchto kritérií, která jsou spočítána automaticky a zobrazena po každém běhu, může být uživatelem počítán koeficient denního přírůstku  $DG$  podle rovnice 8:

$$DG = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_i')^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q}_i)^2}, \quad (8)$$

kde  $Q_i$  je měřený denní odtok,  $Q_i'$  počítaný denní odtok,  $\bar{Q}_i$  je průměr měřeného odtoku z minulých let pro každý den období a  $n$  je počet dnů. Takto  $R^2$  porovnává výkon modelu s průměrným průtokem a  $DG$  se vzorkem dlouhodobého průměrného průtoku. Negativní hodnoty signalizují, že model provedl horší simulaci, než jsou průměrné hodnoty průtoku (DeWalle a Rango, 2008).

### 3.3.1 Struktura modelu

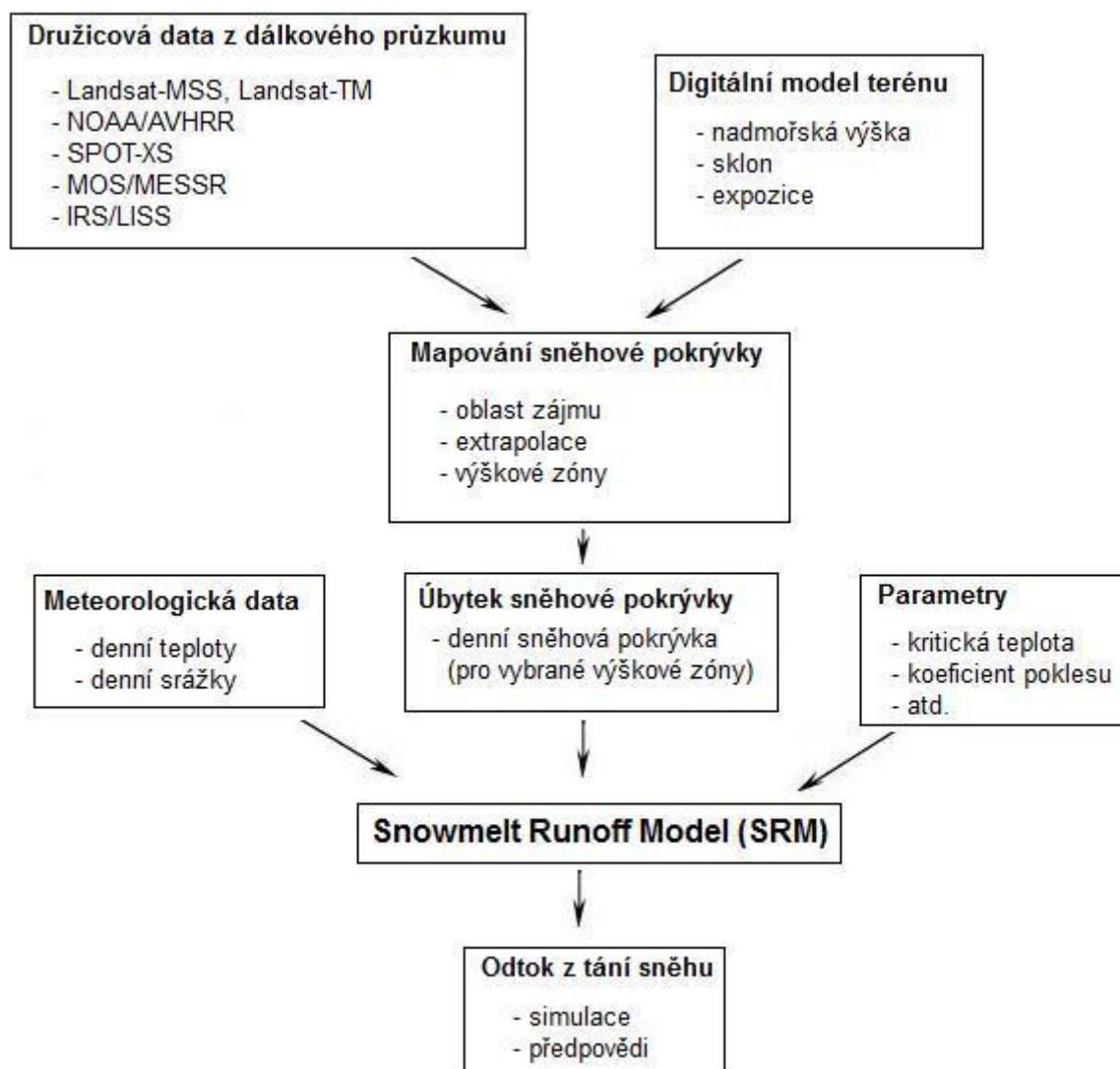
Každý den, je započítána voda z tání sněhu a z dešťových srážek, je založený na vypočtení poklesu průtoku a transformaci do denního odtoku z povodí podle rovnice 9:

$$Q_{n+1} = [c_{Sn} * a_n(T_n + \Delta T_n)S_n + c_{Rn}P_n] \frac{A * 10\,000}{86\,400} (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1}, \quad (9)$$

kde:  $Q$  je průměrný denní průtok [ $m^3.s^{-1}$ ],  $c_s$  je odtokový koeficient pro tání sněhu [-],  $c_R$  odtokový koeficient pro srážky [-],  $a$  je degree-day faktor [ $cm.^{\circ}C^{-1}.d^{-1}$ ],  $T$  je počet degree-days [ $^{\circ}C.d$ ],  $\Delta T$  je počet degree-days upravený podle teploty [ $^{\circ}C.d$ ],  $S$  je poměr zasněžené oblasti ku celkové ploše,  $P$  jsou srážky přispívající k odtoku [ $cm$ ],  $A$  je rozloha povodí [ $km^2$ ],  $k$  je poklesový koeficient průtoku v období tání sněhu nebo v bezesrážkovém období,  $n$  je pořadí dní ve sledovaném období a zlomek  $\frac{10\,000}{86\,400}$  je určený pro převod jednotek z  $cm.km^2.d^{-1}$  na  $m^3.s^{-1}$  (Martinec, Rango a Roberts, 2008).

Tahir et al. (2011) studoval modelování odtoku ze sněhu v Karakoram, kde byl sledován dopad dynamiky sněhové pokrývky na odtok z horního povodí řeky Indus. V práci byla uvedena i studie z povodí horního toku Rio Grande, přičemž z obou je patrné, že s vysokou přesností lze tok předvídat při využití dat o sněhové pokrývce ze snímků MODIS (Tahir et al., 2011). Dalším příkladem dobrého využití modelu mohou být krátkodobé odtokové prognózy osvědčené v horských i podhorských oblastech povodí kolem vodní nádrže Krasnodar nebo v povodí Waitaki na Novém Zélandu (Tahir et al., 2011).

Odtoková data slouží pouze k vyhodnocení přesnosti simulace modelu. Vývojový diagram a strukturu SRM modelu ukazuje následující obrázek:



Obr. 9: Vývojový diagram modelu SRM (Singh a Singh, 2001; upraveno)

### 3.3.2 Vstupní data

Modely teplotních indexů nebo degree-day modely jsou založeny na předpokládaném vztahu mezi ablací a teplotou vzduchu obvykle vyjádřenou v pozitivních hodnotách (Hock, 2003). Vyjádření teploty vzduchu v degree-day je v SRM používána jako ukazatel komplexní energetické rovnováhy vedoucí k tání sněhu. Na stanicích, kde jsou k dispozici pouze maximální a minimální teploty, je počet degree-days určen průměrem maximálních a minimálních teplot. Hodnoty degree-day jsou extrapolovány na výškové zóny pomocí vhodného gradientu daného následující rovnicí 10:

$$\Delta T = \delta(h_{st} - \bar{h}), \quad (10)$$



kde  $\Delta T$  je součinitel teplotního gradientu [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $\delta$  je teplotní gradient [ $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ],  $h_{st}$  je výška teplotní stanice [m] a  $\bar{h}$  je střední hypsometrická nadmořská výška [m] (Singh a Singh, 2001). O množství a charakteru akumulace sněhové pokrývky rozhodují faktory jakými je např. nadmořská výška (Jeníček, 2009). Obě modelová povodí v Krušných horách však nemají rozsah nadmořských výšek větší než 500 m, takže území nebyla rozdělena do více zón, ale řešila se společně jako jeden celek. Toto rozmezí však nelze brát příliš striktně, protože např. v povodích na Šumavě jsou znáti rozdíly i v mnohem menším převýšení (cca 100 m). 90 % svahů zde dosahuje sklonitosti do  $10^{\circ}$ , ale přesto jsou zájmová povodí katedry Přf na Šumavě klasifikována jako horská. Poloha v zarovnané části jim dává charakter plochého reliéfu, přičemž střední sklon svahů se pohybuje okolo  $5,5^{\circ}$  (Čurda, Janský a Kocum, 2011).

### 3.3.3 Proměnné

#### Teplota, T

Program akceptuje buď denní průměrné teploty, nebo dvě teplotní hodnoty za každý den:  $T_{\text{Max}}$  a  $T_{\text{Min}}$ . V případě minimální a maximální denní teploty je průměrná teplota v každé zóně počítána podle vzorce (Martinec, Rango a Roberts, 2008) (rovnice 11):

$$\bar{T} = \frac{T_{\text{Max}} + T_{\text{Min}}}{2}. \quad (11)$$

Pokud je hodnota degree-day (součet  $T + \Delta T$ ) negativní, je v programu automaticky opraven na hodnotu 0, aby nedocházelo k výpočtu záporného tání sněhu. Program přijímá buď teplotní data z jedné stanice (denní průměr, rozsáhlé povodí), nebo z několika stanic ( $T_{\text{Max}}$  a  $T_{\text{Min}}$ , zóny) (Martinec, Rango a Roberts, 2008).

Měření správné teploty vzduchu je těžké, a proto může být jedna dobrá teplotní stanice (i když leží mimo povodí) vhodnější než několik méně spolehlivých (DeWalle a Rango, 2008).

#### Srážky, P

Hodnocení reprezentativních plošných srážek je obtížné zejména v horských povodích. Problémem, především u hor s velkou nadmořskou výškou, je přibývajícím množstvím srážek s narůstající výškou, což ovšem nepokračuje do nekonečna a v určité výšce se zastaví (DeWalle a Rango, 2008).

Podstatné také je, o jaký druh srážek se jedná. Na povodí mohou spadnout buď srážky dešťové, nebo sněhové, k čemuž se používá kritická teplota  $T_{\text{CRIT}}$ . Pokud je srážková událost stanovena jako sněhová ( $T < T_{\text{CRIT}}$ ), je její zpožděný vliv na odtok závislý na tom, zda srážky padají na již zasněženou plochu nebo část povodí bez sněhu. Nový sníh napadlý na starší sněhovou pokrývkou se stává její součástí a odtok z něj se počítá až při tání. Oproti tomu sníh spadlý na volnou plochu je brán jako srážka, která se připojí k tání hned, jakmile se oteplí natolik, aby k tání došlo. Pro odtok ze srážek je typický prudký nárůst i pokles, na rozdíl od relativně pravidelných denních fluktuací odtoku z tání sněhu (DeWalle a Rango, 2008).

### **Plocha pokrytá sněhem, S**

Pro horská povodí je typické, že plošné rozsah sněhové pokrývky během období tání postupně klesá. Vstupní proměnnou do modelu SRM jsou denní hodnoty rozsahu sněhové pokrývky, které jsou měřeny různým způsobem. Na velmi malých povodích probíhá mapování pozemním pozorováním, z leteckých fotografií je určována hlavně při povodňové pohotovosti, ale nejefektivnější je využití družicových snímků. Minimální plocha, která může být mapována s dostatečnou přesností, závisí na prostorovém rozlišení senzoru (DeWalle a Rango, 2008).

### **3.3.4 Parametry**

Parametry modelu SRM nejsou nijak kalibrovány nebo optimalizovány historickými údaji. Mohou být buď odvozeny z měření, nebo odvozeny z vlastností povodí, fyzikálních zákonů nebo teoretických či empirických regresních vztahů. Případné následné úpravy parametrů by nikdy neměly překročit rozmezí fyzicky a hydrologicky přijatelných hodnot (DeWalle a Rango, 2008).

### **Koeficient odtoku, c**

Tento koeficient určuje ztrátu, tzn. podíl mezi odtokem vody z povodí a dostupným objemem vody (ze srážek a z tání). V dlouhodobém horizontu by měl odpovídat poměru měřeného odtoku ku měřeným srážkám. Ve skutečnosti však hodnoty odtokových koeficientů vychází ze srovnání poměrů historických srážek a odtoku. Pro tání sněhu a srážky je odlišný (DeWalle a Rango, 2008).

Na začátku období tání jsou ztráty obvykle velice malé, protože jsou zvláště ve vysokých nadmořských výškách omezeny jen na odpařování z povrchu sněhu. Později, když už je část půdy obnažená a vegetace roste, lze očekávat více ztrát v důsledku evapotranspirace a intercepce (DeWalle a Rango, 2008). Simulace reálné evapotranspirace ale silně závisí na nadmořské výšce, sněhové pokrývce a hodnotách albeda a je omezena i konkrétními místními druhy vegetace (Verbunt et al., 2003). Ke konci období tání může dojít i k přímému říčnímu odtoku ze zbylých sněhových polí, což může vést ke snížení ztrát a ke zvýšení koeficientu odtoku (DeWalle a Rango, 2008).

Počítačový model rozlišuje zvlášť hodnoty pro sníh ( $c_S$ ) a déšť ( $c_R$ ). Z parametrů modelu SRM je tento koeficient prvním, který se upravuje, pokud simulace odtoku není úspěšná (DeWalle a Rango, 2008).

### **Faktor degree-day, a**

Faktor tání je pro výpočet odtoku ze sněhové pokrývky metodou teplotního indexu klíčovým parametrem (Kutláková a Jeníček, 2012). Faktor degree-day  $a$  [ $\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ] převádí počet degree-days  $T$  [ $^\circ\text{C} \cdot \text{d}$ ] na denní výšku tání  $M$  [cm] podle vzorce 12 (DeWalle a Rango, 2008):

$$M = a \cdot T, \tag{12}$$

příčemž akumulaci a tání sněhové pokrývky počítá na základě vstupních hodnot úhrnu srážek a teploty vzduchu (Taufmannová et al., 2010).

V modelu HEC-HMS je degree-day faktor ve srážkovém i bezesrážkovém období zohledněn odlišně (Jeníček, 2009). V modelu SMR tomu tak není a tento faktor je zatížen velkou nejistotou. Na základě naměřených dat se odhadovaný degree-day faktor den ode dne liší. Je variabilní, protože metoda teplotního indexu nebere konkrétně v úvahu jiné složky energetické bilance, zejména sluneční záření, rychlost větru a latentní teplo kondenzace (DeWalle a Rango, 2008).

Teplotní faktor není konstanta, ale mění se v závislosti na měnících se sněhových podmínkách během období tání. Pokud je sněhová pokrývka rozptýlená, správně vyhodnocený degree-day faktor bude ukazovat menší hodnoty, než když je povodí ze 100 % pokryté sněhovou pokrývkou. U extrapolací velkých povodí by měl být měřený bod vážen v závislosti na tom, jak dobře konkrétní stanice reprezentuje hydrologické charakteristiky dané zóny (DeWalle a Rango, 2008).

Pokud chybějí data, lze degree-day faktor získat i z empirického vztahu (rovnice 13):

$$a = 1.1 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad (13)$$

kde  $a$  je teplotní index degree-day [ $\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ],  $\rho_s$  je hustota sněhu a  $\rho_w$  je hustota vody. Pokud se zvýší hustota sněhu, albedo se snižuje. Při neobvyklých podmínkách tání (např. sněžení ke konci tání období) lze v modelu hodnoty  $a$  ručně upravit a vložit (DeWalle a Rango, 2008).

### **Teplotní gradient, $\gamma$**

Pokud je v daném území dostupná teplota vzduchu ze stanic v různých nadmořských výškách, lze teplotní gradient určit z historických dat. V opačném případě musí být vyhodnocen analogicky z jiných povodí nebo s ohledem na klimatické podmínky (DeWalle a Rango, 2008).

V simulacích modelu SRM se obvykle používá gradient  $0,65\text{ }^\circ\text{C}$  na 100 m, u vysokých horských povodí mírně vyšší. Pokud by došlo ke změně meteorologických podmínek (např. teplotní inverze) lze gradient v modelu měnit ručně. Velice také záleží na umístění stanice v povodí (DeWalle a Rango, 2008).

### **Kritická teplota, $T_{CRIT}$**

Kritická teplota určuje, zda jsou měřené nebo předpovídané srážky sněhové nebo dešťové. Modely simulující nahromadění sněhu závisí na tomto parametru nejen v ablačním, ale i v akumulačním období. Model SRM potřebuje tuto hodnotu ale pouze k tomu, aby rozhodl, zda srážky přispívají okamžitě k odtoku (dešť,  $T \geq T_{CRIT}$ ) nebo je odtok zpožděný (sněh,  $T < T_{CRIT}$ ), jak bylo vysvětleno v kapitole 3.3.3. Rozlišovat mezi deštěm a sněhem je obtížné, protože kapalně srážky se mohou objevit v kteroukoli denní dobu, tzn. v teplejším nebo i chladnějším období denního teplotního cyklu (DeWalle a Rango, 2008).

### **Plocha přispívající dešťovými srážkami k odtoku, RCA**

Pokud jsou srážky vyhodnoceny jako dešťové, mohou být dvě varianty řešení. První varianta předpokládá, že déšť spadl na sněhovou pokrývkou na začátku období tání, kdy je sníh suchý a srážky zadrží. Déšť tedy přispívá k odtoku pouze, pokud dopadl na plochu beze sněhu. V druhém případě se počítá se zralou sněhovou pokrývkou, na kterou když padá déšť, tak se má za to, že se později stejné množství vody uvolní z tajícího sněhu, takže se déšť z celé oblasti přidá k tání (DeWalle a Rango, 2008).

### **Koeficient poklesu, $k$**

Koeficient poklesu je důležitou vlastností modelu SRM. Lze ho stanovit analýzou historických dat odtoku.  $K$  lze určit z rovnice 14:

$$k = \frac{Q_{n+1}}{Q_n}. \quad (14)$$

Stejně jako teplotní faktor degree-day není koeficient poklesu konstantní, ale zvyšuje se s klesajícím průtokem podle vztahu (rovnice 15):

$$k_{n+1} = x \cdot Q_n^{-y}, \quad (15)$$

ve kterém musí být konstanty  $x$  a  $y$  určeny pro dané povodí vyřešením rovnic 16–19:

$$k_1 = x \cdot Q_1^{-y} \quad (16)$$

$$k_2 = x \cdot Q_2^{-y} \quad (17)$$

$$\log k_1 = \log x - y \log Q_1 \quad (18)$$

$$\log k_2 = \log x - y \log Q_2, \quad (19)$$

v nichž záporné znaménko v exponentu prvních dvou vyjadřuje, že číselné hodnoty  $x$  a  $y$  jsou kladné. Tyto hodnoty musí být stanoveny pro každé povodí. U velmi malých povodí se z roku na rok mohou objevit nápadné rozdíly v podmínkách poklesu průtoků a hodnotách  $k$  (DeWalle a Rango, 2008).

Při výskytu příválových dešťů dochází k tomu, že vstupní hodnoty jsou soustředěny v krátkém časovém intervalu a vytváří náhlý vzestup a následný pokles hydrogramu. Za účelem simulovat tyto události upraví program automaticky poklesové koeficienty kdykoli průměrná hodnota denních srážek pro celé povodí je rovna nebo překročí 60 mm (rovnice 20):

$$k_{n+1} = x(4Q_n)^{-y}. \quad (20)$$

$K$  je díky této úpravě nižší, takže povodí odpovídá na vstupní hodnoty rychleji. Pokud jsou ale srážky díky kritické teplotě identifikovány jako sníh, tak se mechanismus neaktivuje (DeWalle a Rango, 2008).

### **Lag time, $L$**

Lag time lze stanovit přímo z hydrogramů minulých let. Pokud např. odtok začne stoupat každý den kolem poledne, tak zaostává za vzestupem teploty vzduchu přibližně o šest

hodin. Důsledkem je, že teploty naměřené v  $n$ -tý den odpovídají odtoku mezi 12:00 hod. v  $n$ -tý den a 12:00 hod. v den  $n+1$  (DeWalle a Rango, 2008).

Pokud nejsou hydrogramy k dispozici nebo pokud je jejich tvar zkreslený provozem vodní nádrže, lze lag time odhadnout z velikosti povodí a analogicky podle jiných srovnatelných povodí. Obecně platí, že časová prodleva v povodí se zvyšuje s ustupující sněžnou čarou (DeWalle a Rango, 2008).

### 3.4 Simulace v SRM

Modelové simulace byly v modelu provedeny pro hydrologické roky 2009 až 2012, přičemž první dva roky byly využity pro kalibraci modelu a následující roky pro jeho verifikaci. U Bystřice šlo o roky 2011 a 2012, u Zlatého potoka pouze o rok 2011, protože v datech z posledního roku byly v dlouhodobém horizontu nalezeny chybně zaznamenané hodnoty.

Obě povodí bylo na úvod práce v programu potřebné definovat. WinSRM vyžadoval počet zón (nastavený pouze na jednu), průměrnou nadmořskou výšku povodí (Bystřice – 979 m, Zlatý potok – 924 m), plochu povodí (Bystřice – 9,02 km<sup>2</sup>, Zlatý potok – 5,50 km<sup>2</sup>), zeměpisnou šířku a jednotky měření. Při přidávání nové simulace je v modelu potřebné zadat období, pro něž bude simulace probíhat a počáteční odtok (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>). Pro zjednodušení vkládání parametrů je možné rovnou vložit či změnit hodnoty těch parametrů, které se během simulovaného období nemění (např. degree day faktor, kritická teplota, teplotní gradient, lag time nebo poklesové koeficienty).

Program umožňuje simulovat situaci odtoku buď pro celý rok, nebo jen pro období tání. V této práci byla zvolena simulace během celého roku. Modelování proběhlo postupně dvěma způsoby, ale samotné kalibrace bylo dosaženo změněním jednotlivých parametrů, jejichž výchozí nastavení nevyhovovalo naměřeným datům.

První simulovanou variantou bylo pouhé vložení dat a ponechání přednastavených parametrů, což demonstrovalo jednoduchost modelu a možnost použít ho bez jakýchkoli úprav. Tato možnost však vykazovala velkou chybovost a její výsledky nejsou v práci uvedeny.

Druhou variantou byla již kalibrace a snaha o to, aby modelová křivka odtoku co nejvíce odpovídala skutečnému měřenému průběhu. Jako první parametr, který byl měněn, byl zvolen koeficient poklesu, který je specifický pro každé povodí. Jak je popsáno v kapitole 3.3.4 tak pro použití koeficientu poklesu je nutné ho přepočítat na konstanty  $x$  a  $y$ . Tato čísla musí dávat výslednou hodnotu  $k$  menší než 1. Pokud je výsledek jiný, model tyto konstanty nepřijme a zabrání tak nesmyslnému výsledku. Dále byly kromě konstant  $x$  a  $y$  změněny ještě další parametry. Na základě teoretických znalostí vyplývajících ze cvičných simulací na povodí řeky Durance (data byla získána spolu se stažením programu WinSRM a byla využita pouze pro studijní účely; citlivostní analýza modelu provedená na datech z povodí Bystřice je uvedena v kapitole 4), byly jako parametry vhodné ke změně zvoleny lag time, plocha přispívající srážkami k odtoku a koeficient odtoku. Hodnota lag time byla zvolena pro celé

období pro Bystřici i Zlatý potok konstantně na 3 hodiny. Větší hodnoty by byly pravděpodobně přesnější na povodích o větší rozloze, kde dochází ke zpoždění odtoku srážek, které spadly na okrajích území. Plocha přispívající srážkami odtoku byla rozdělena na období od listopadu do března, kdy je povodí pokryté sněhem a srážky jsou zadrženy ve sněhové pokrývce (hodnota 0) a období od dubna do října, které je uvažováno bez sněhu (hodnota 1). Poté, co proběhly simulace s těmito změnami, byl změněn ještě faktor tání podle výše popsané metodiky.

Po každém běhu model samovolně vygeneruje tabulku obsahující kritéria přesnosti. Koeficient determinace  $R^2$  udává míru úspěšnosti simulace. Statisticky leží jeho hodnota v uzavřeném intervalu  $\{0;1\}$ , přičemž čím je větší, tím byla simulace úspěšnější. Model však jeho hodnotu často vypočte jako záporné číslo. Podle Dawsona et al. (2007) jsou tyto záporné výsledky také přípustné a mohou nabývat neomezených hodnot. Pokud je  $R^2$  jedna jde o dokonalý model, hodnota nula znamená, že daný model není lepší než průměrná hodnota a záporné hodnoty vyjadřují, že je model horší, než kdyby se použily průměrné hodnoty (Dawson et al., 2007). Druhým kritériem je objemový rozdíl  $D_V$ , což je ukazatel odchylky mezi pozorovaným a počítaným objemem průtoku, který udává chybu simulace v procentech. Výsledek se může pohybovat v kladné i záporné části číselné stupnice, ale nejlepší simulace proběhla, pokud jeho hodnota odpovídá 0. Toto číslo značí, že objem měřené průtokové vlny je shodný s objemem vlny nasimulované.

Největší vliv na kalibraci však měly koeficienty odtoku. Podíl srážek a odtoku za nějakou časovou jednotku se během hydrologického roku neustále mění a proto byl vložen pro každý měsíc zvlášť. Měněn byl na základě vztahu mezi měřenou a počítanou křivkou, která byla průběžně simulována a vykreslována do grafu.

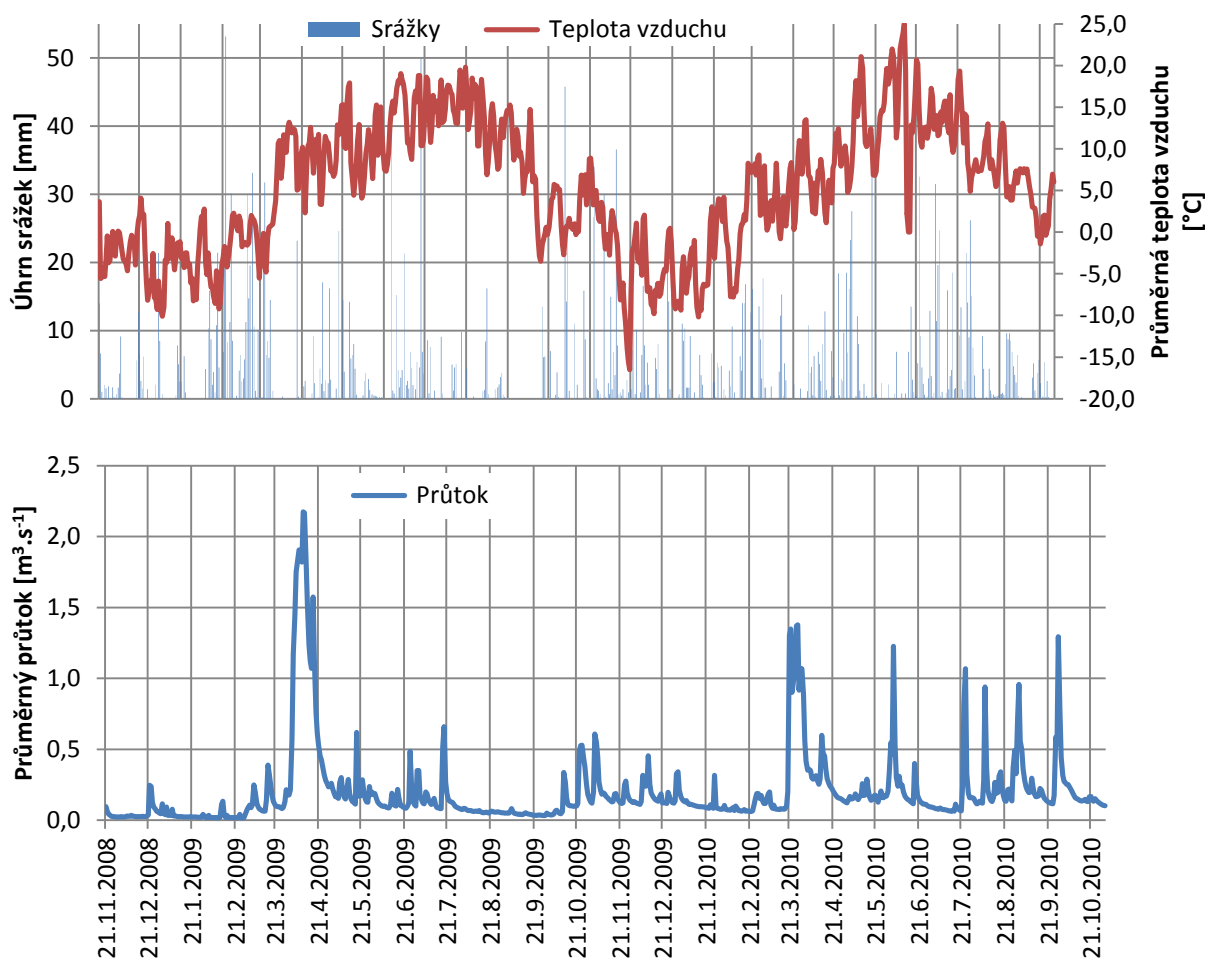
Po kalibraci následovala verifikace, jejíž výsledky jsou popsány v následující kapitole.

## 4. Výsledky

### 4.1 Kalibrace a verifikace modelu

#### Bystřice

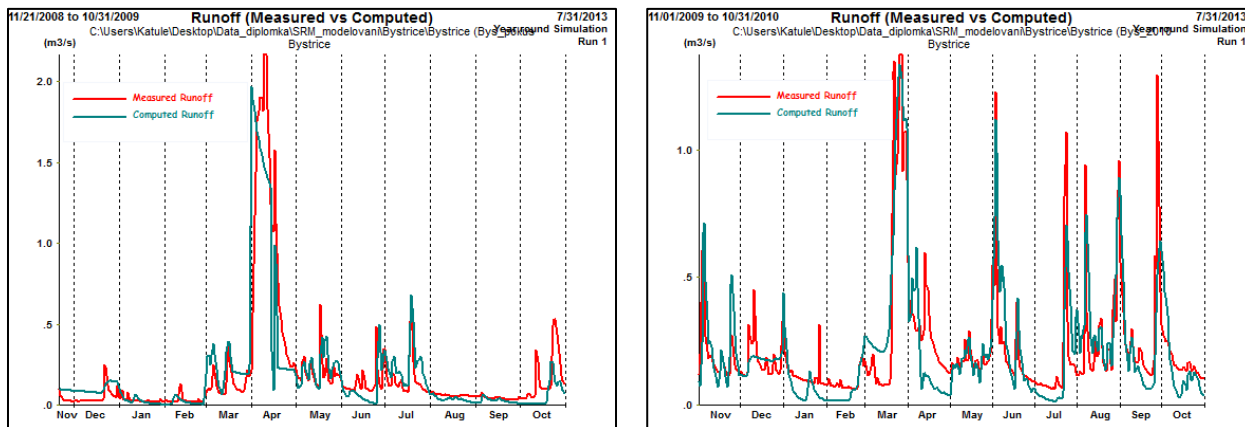
Na obou povodích byla prováděna simulace postupy popsány v kapitole 3.4 pro sledované období, přičemž je zde uváděn pouze nejpřesnější výsledek nakalibrovaného modelovaného výstupu. Vzhledem k tomu, že časový úsek, pro nějž byla data k dispozici, není příliš dlouhý, jsou v práci uvedeny všechny grafické výstupy měřeného a počítaného odtoku a k nim jsou v textu uvedena obě kritéria přesnosti. Na úvod jsou vždy před výsledky kalibrace a verifikace u Bystřice i Zlatého potoka uvedeny grafy závislosti srážek, teploty vzduchu a měřených průtoků.



Obr. 10: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Bystřice a hydrogram průtoku v profilu Abertamy pro hydrologické roky 2009 a 2010

Jako první bylo zpracováváno povodí Bystřice. Při pokusu o kalibraci byly výsledky různé a během práce několikrát upravovány a měněny ve snaze o co nejvíce odpovídající si průběh odtokových křivek. Výsledné hodnoty byly na základě objemového rozdílu lepší v roce 2010, zatímco na základě koeficientu Nash-Sutcliffe vycházel lépe rok 2009. Kritérium

$D_V$  bylo pro oba roky kladné. V roce 2009 vyšlo  $R^2 = 0,70$  a  $D_V = 3,20$  %; v roce 2010  $R^2 = 0,64$  a  $D_V = 1,69$  %. Je patrné, že model lépe simuluje ve druhé části hydrologického roku, kdy jsou zachyceny reakce odtoku na srážkové události. Oproti tomu v zimní části roku či v období tání je odezva méně přesná a model v těchto situacích podhodnocuje.



Obr. 11: Kalibrovaná simulace odtoku na Bystřici; hydrologický rok 2009 vlevo, 2010 vpravo

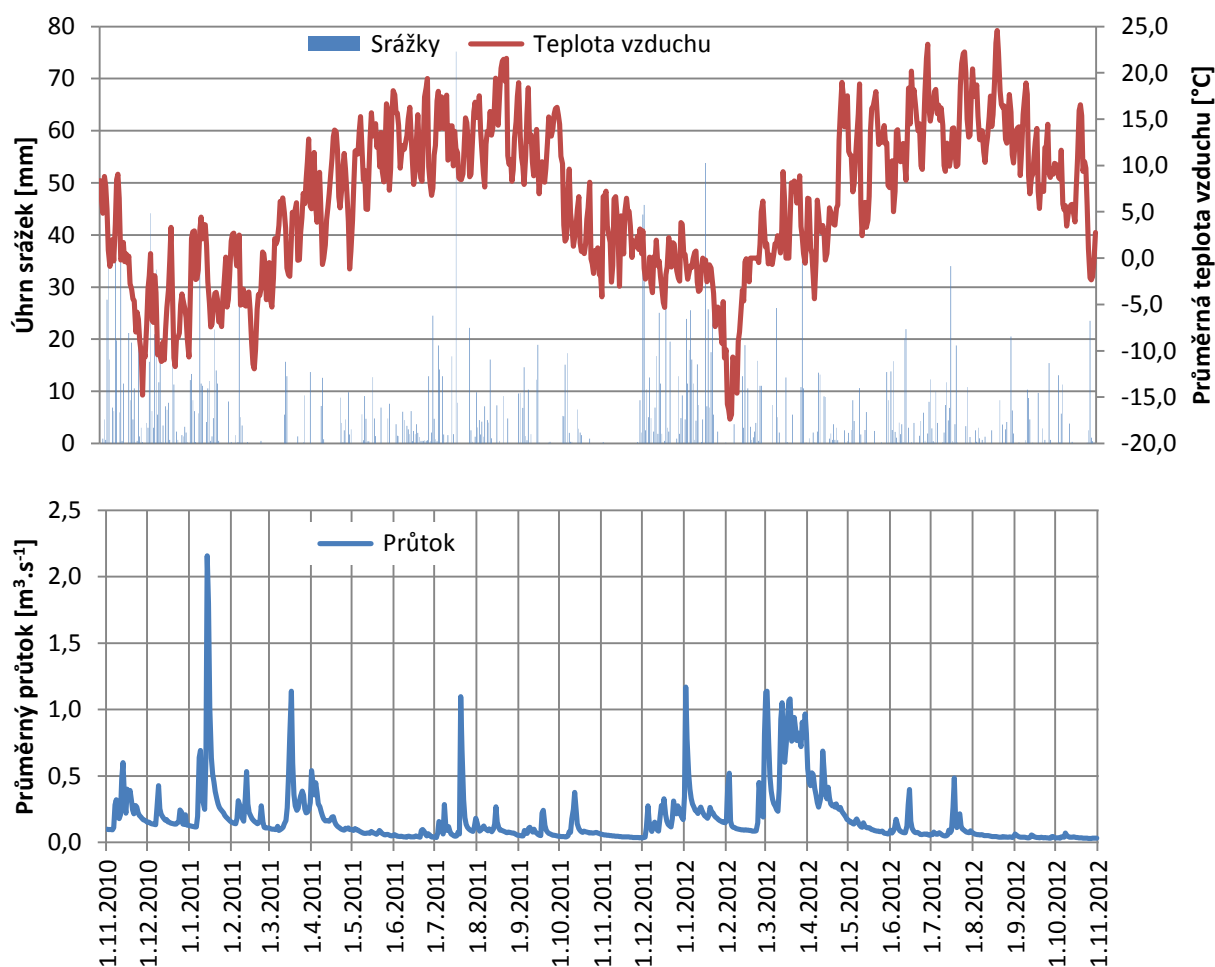
Následné ověření platnosti kalibrované sady parametrů bylo provedeno na letech 2011 a 2012, jejichž vstupní proměnné jsou zobrazeny na obrázku 12.

Vzhledem ke grafickým výstupům, kdy byla pozornost věnována kulminačním průtokům a co nejpodobnějšímu průběhu obou křivek bylo jako stěžejní zvoleno kritérium  $D_V$ , a proto byly k verifikaci zvoleny spočtené parametry roku 2010. Ve verifikovaném hydrologickém roce 2011 byl koeficient  $R^2 = -2,77$  a objemový rozdíl  $D_V = -33,51$  %. Pro rok 2012 bylo spočítáno, že je hodnota  $R^2 = -0,28$  a  $D_V = 31,39$  %.

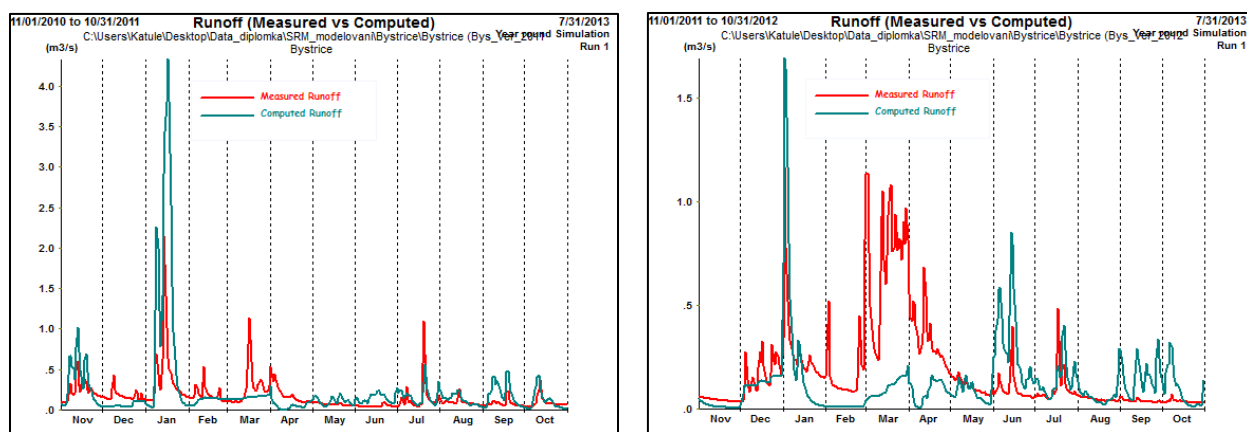
V lednu v obou verifikovaných letech je modelem vypočítaná křivka velice nadhodnocená. Teploty se v lednu 2011 sice pohybovaly v kladných hodnotách a také došlo k vypadávání velkých úhrnů srážek, ale jak je patrné z grafického výstupu simulovaný průtok dvakrát převyšuje měřený, což značí velkou nepřesnost. Překvapivé je, že ač i na povodí Zlatého potoka došlo ke zvýšení teplot a velkým úhrnům srážek, tak model v případě této oblasti ukazuje výrazně podhodnocené průtoky (obrázek 17). Rozdíl v simulovaném výstupu může být dán různými fyzicko-geografickými charakteristikami povodí, které se odlišně promítají na vstupní parametry modelu.

V lednu 2012 k výraznějším srážkovým úhrnům při kladných teplotách nedošlo, a tak ani počítaná odezva průtoků tolik nepřevyšuje maximální měřené hodnoty této situace. Stejně jako u kalibrace je zřejmé, že křivka lépe zachycuje druhou polovinu roku. V období tání jsou počítané křivky v obou letech opět podhodnocené. Výrazného rozdílu bylo dosaženo především při ověření platnosti nakalibrovaných parametrů pro rok 2012. Tento problém by mohl být způsoben nad nulovými teplotami v březnu, za nichž však mohlo docházet k vypadávání sněhových srážek. Tyto srážky jsou modelem pravděpodobně vyhodnoceny jako dešťové a na odtoku se podílí bez zpoždění ve sněhové pokrývce. Z tohoto důvodu může docházet k nepřesnostem v simulovaném výstupu.





Obr. 12: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Bystřice a hydrogram průtoku v profilu Abertamy pro hydrologické roky 2011 a 2012

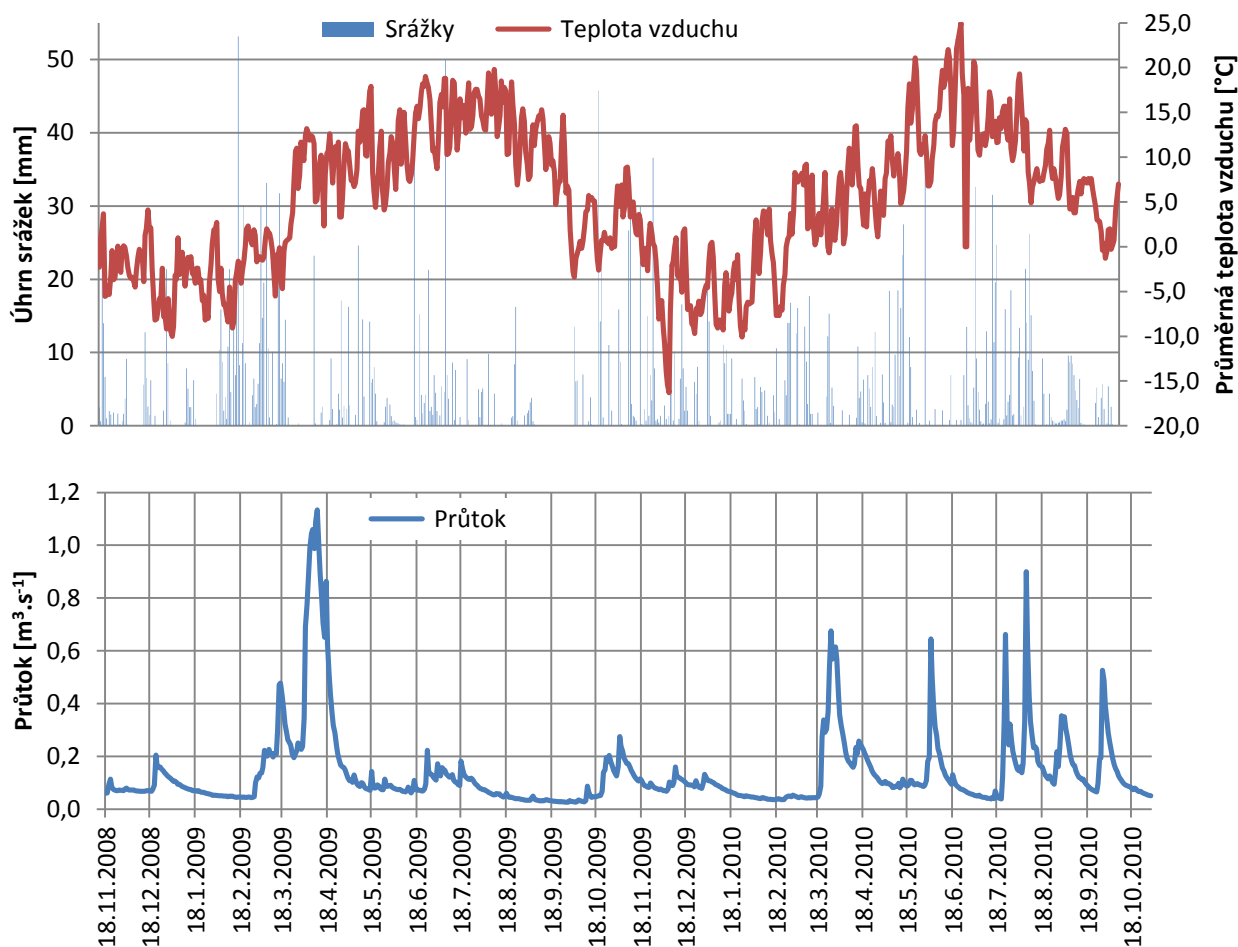


Obr. 13: Verifikace odtoku na Bystřici pomocí parametrů z roku 2010; hydrologický rok 2011 vlevo, 2012 vpravo

### Zlatý potok

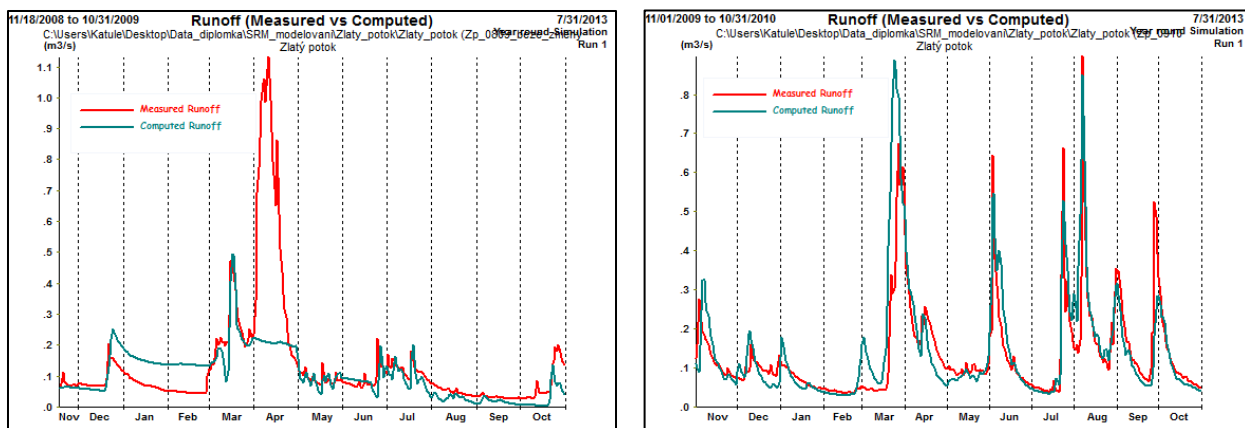
Druhé zpracovávané povodí Zlatého potoka má částečně odlišné fyzickogeografické podmínky. Avšak chod teplot vzduchu a úhrnů srážek se pohybuje ve stejném rozmezí jako

v případě pramenné oblasti Bystřice. Výrazněji se liší pouze průtok, který je na Zlatém potoce nižší. Všechny proměnné hodnoty viz obrázek 14.



Obr. 14: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Zlatého potoka a hydrogram průtoku v profilu Zlatý Kopec pro hydrologické roky 2009 a 2010

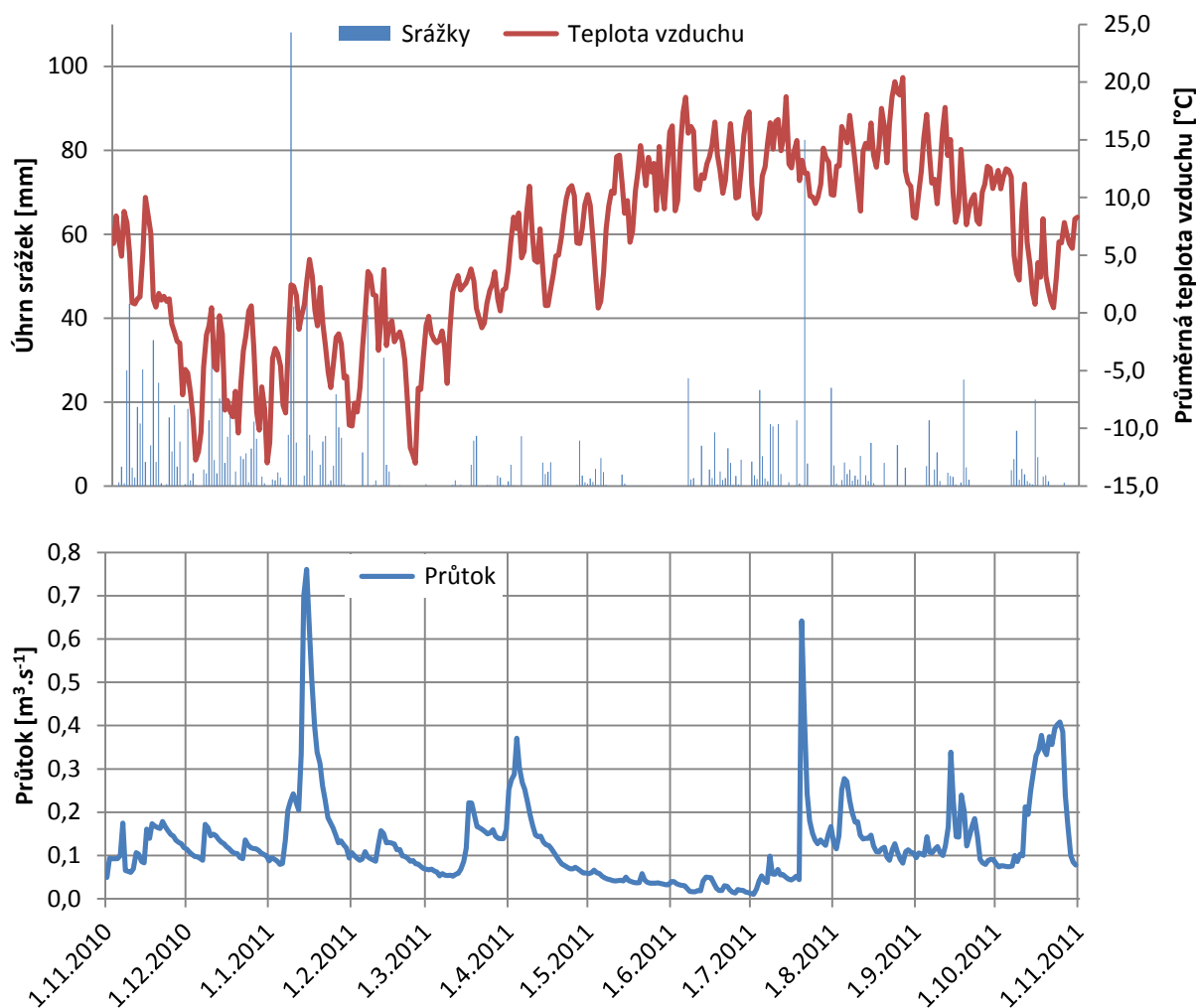
Povodí Zlatého potoka mělo dle obou kritérií přesnosti celkové výsledky na rozdíl od Bystřice méně přesné. Při pohledu na vygenerované grafické znázornění simulace byla kalibrace modelu pro Zlatý potok poměrně úspěšná především v roce 2010. Průtok při simulaci kopíruje měřené hodnoty a je patrné, že jsou zachyceny všechny srážkové události měnící odtok. To potvrzuje také automaticky spočtený koeficient  $R^2$ . Naopak nepřesnosti roku 2009 jsou generovány kvůli nápadnému podhodnocení v období tání v dubnu, kdy došlo ke zvýšení průtoků, jež model nezaznamenal. V roce 2009 vyšel koeficient  $R^2 = 0,27$  a objemový rozdíl  $D_V = 22,93 \%$ . Pro rok 2010 byla hodnota  $R^2$  přesnější, a to 0,55, taktéž rozdíl v objemu odtokových křivek  $D_V = -8,06 \%$  byl lepší a více odpovídal skutečnosti.



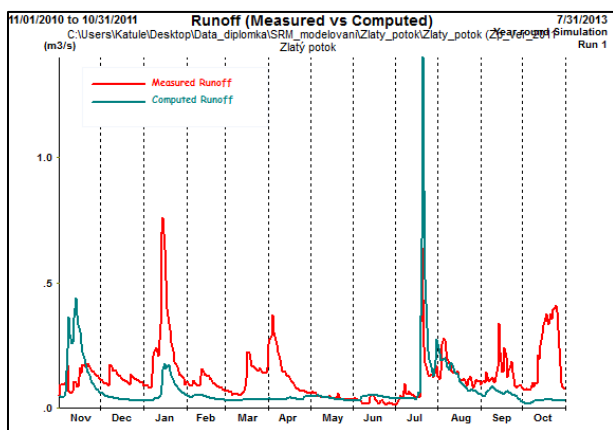
Obr. 15: Kalibrovaná simulace odtoku na Zlatém potoce; hydrologický rok 2009 vlevo, 2010 vpravo

Jak je uvedeno v části 3.4, tak pro toto povodí byl k dispozici pouze jeden hydrologický rok na verifikaci. Proměnné vstupující do modelu jsou vykresleny v grafu na obrázku 16.

Na tento rok byly také aplikovány parametry získané kalibrací roku 2010, a to proto, že jeho simulace byla exaktnější. Ve srovnání s verifikací provedenou v tomtéž roce na Bystřici byla tato simulace méně přesná především z hlediska objemového rozdílu, jehož hodnota byla o cca 8 % horší. Kalibrační parametry použité pro simulaci v roce 2011 generují počítanou křivku, která měřený průtok téměř v celém roce podhodnocuje. Hodnoty kritérií přesnosti pro rok 2011 ověřující platnost nakalibrovaných parametrů jsou  $R^2 = -0,78$  a  $D_v = 41,01$  %.



Obr. 16: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Zlatého potoka a hydrogram průtoku v profilu Zlatý Kopec pro hydrologický rok 2011



Obr. 17: Verifikace odtoku na Zlatém potoce pomocí parametrů z roku 2010

Kromě grafu znázorňujícího průběh měřeného a počítaného odtoku umožňuje program WinSRM zobrazení ještě dalších doplňkových grafů, např. sněhem pokryté plochy, průměrné teploty vzduchu, degree day faktor, srážky či lag time. Také je možné zobrazit textovou zprávu shrnující průběh simulace. Její obsah nebyl v práci využíván z důvodu menší

přehlednosti oproti grafickým výstupům. Graf i výpis hodnot lze vytisknout nebo uložit v příslušném formátu.

Dobré by bylo provést porovnání vodní hodnoty sněhu, která je sledována Kfgg Přf UK. Program WinSRM však zobrazení vývoje SWE neumožňuje.

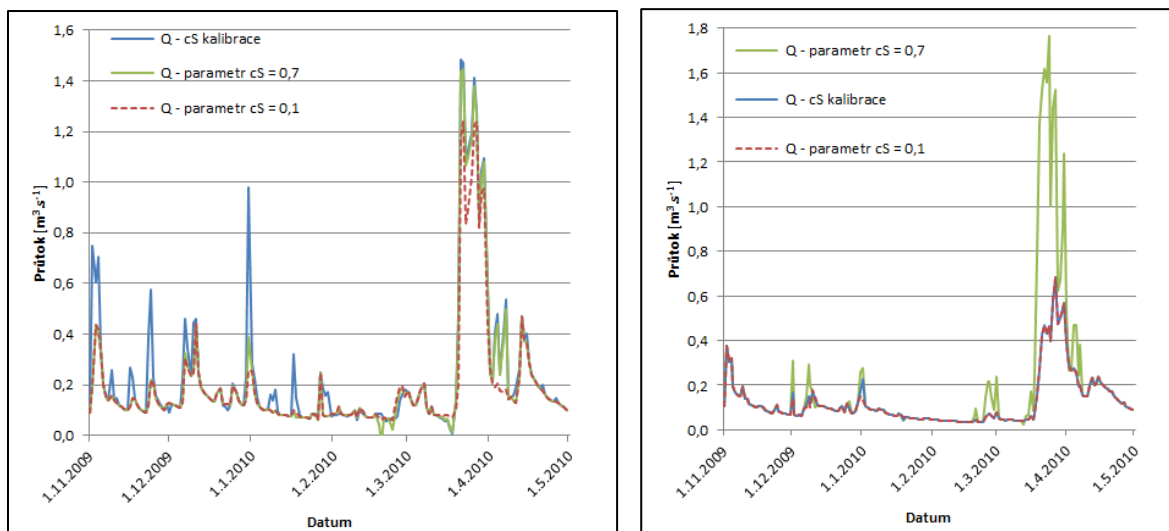
## 4.2 Citlivostní analýza modelu SRM

Po té, co byl model používán na zpracování dat z krušnohorských povodí, bylo provedeno několik simulací, v nichž se měnily jednotlivé parametry, a byl sledován vliv na průběh počítané křivky. Tyto vzorové simulace byly prováděny na nejlépe nakalibrovaných datech jak z povodí Bystřice, tak z povodí Zlatého potoka. V obou případech se jednalo o hydrologický rok 2010. Hodnoty byly nahrazovány postupně v programu MS Excel, aby bylo možné zobrazit více simulovaných křivek v jednom grafu. Změna se týkala vždy pouze jednoho parametru a bylo kontrolováno, zda se jeho vliv ve zkoumaných povodích liší či nikoli.

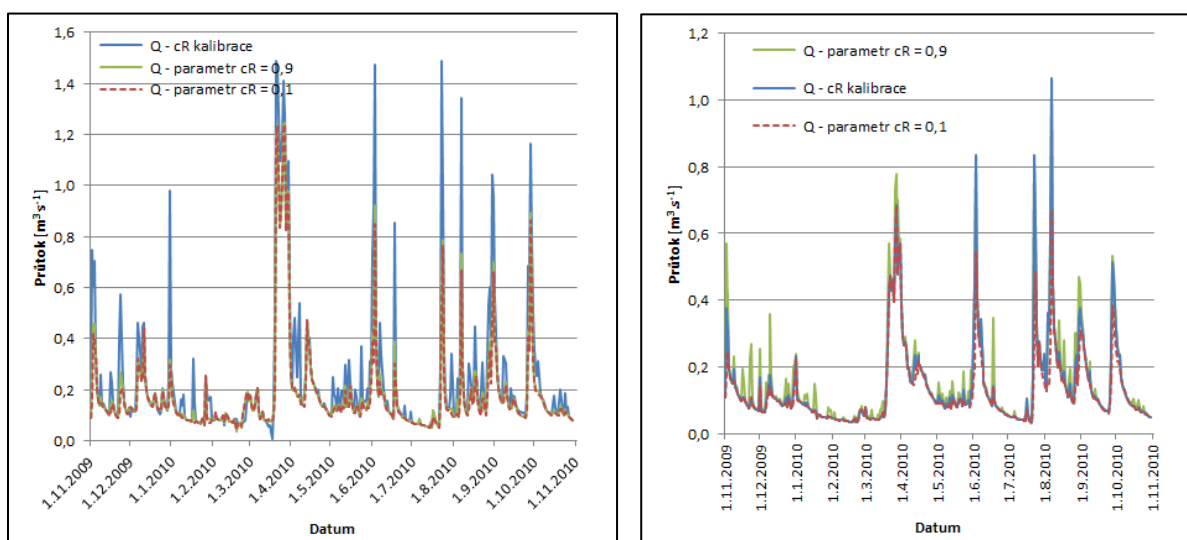
Cílem této analýzy bylo ukázat, na které parametry model reaguje hodně a jakým způsobem. V práci byla snaha tyto změny zdůvodnit na základě rozdílů mezi experimentálními povodími. V textu jsou u daného změněného parametru vždy uvedena obě povodí vedle sebe. U kritérií, která se mění pouze v zimě, byly grafy citlivostní analýzy vytvořeny pouze pro měsíce listopad až duben. Těmito kritérii jsou koeficient odtoku  $c_s$ , faktor degree-day  $a$ , teplotní gradient  $\gamma$  a kritická teplota  $T_{CRIT}$ .

První byla simulace provedena pro odlišné hodnoty koeficientu odtoku ( $c$ ). Jak je uvedeno v teorii v kapitole 3.3.4 lze do modelu zadat rozdílné hodnoty pro sníh ( $c_s$ ) a déšť ( $c_R$ ), přičemž jejich úprava je možná pro každý den zvlášť. Na obrázku 18 je ukázaný vliv rozdílných parametrů koeficientu odtoku pro sníh, na obrázku 19 pro déšť. V porovnání s linií vygenerovanou při kalibraci je patrné, že při nižších hodnotách  $c_s$  křivka částečně poklesne pod měřené průtoky a dochází k podhodnocení. U vyšších hodnot je odtok v případě Bystřice v době tání vyrovnanější, oproti tomu u Zlatého potoka dochází k výraznému nadhodnocení. To může být způsobeno například odlišnou expozicí povodí. Povodí Zlatého potoka je z větší části orientováno na sever, kdežto povodí Bystřice na opačné straně hřebene má jižní expozici.

Méně rozdílné jsou křivky v grafech s měněným  $c_R$ . Ale i zde platí, že u Bystřice jsou obě linie se změnou hodnotou parametru podhodnocené, zatímco zvýšení  $c_R$  na Zlatém potoce způsobí mírné nadhodnocení průtoků v období tání.

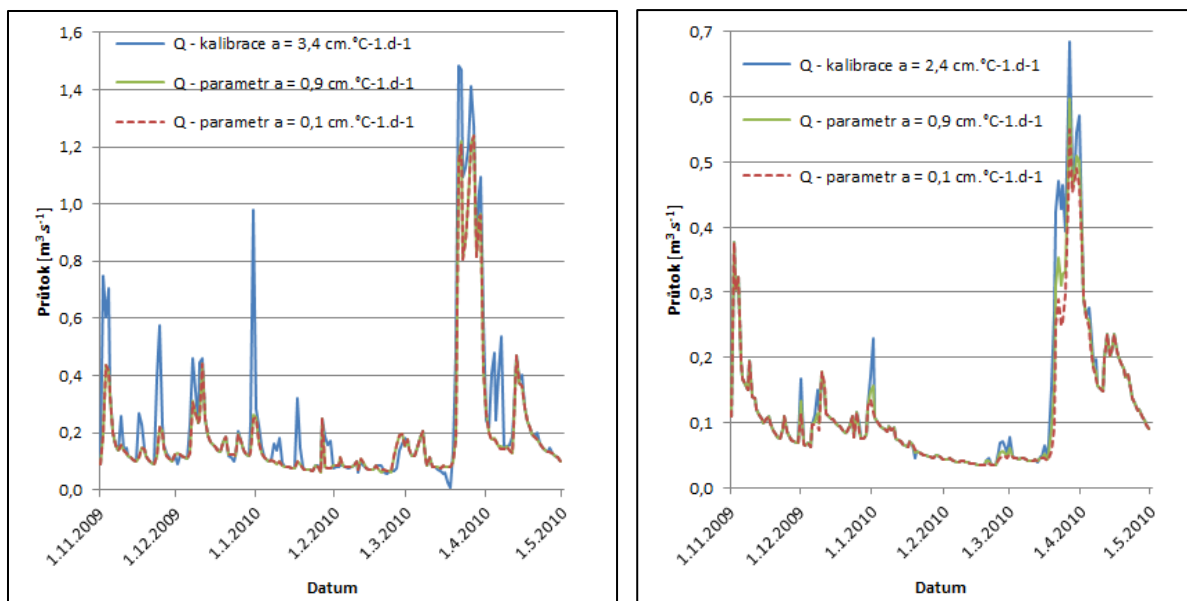


Obr. 18: Simulace pro odtokový koeficient pro zimní období  $c_S=0,1$  a  $c_S=0,7$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo



Obr. 19: Simulace pro odtokový koeficient pro letní období  $c_R=0,1$   $c_R=0,9$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo

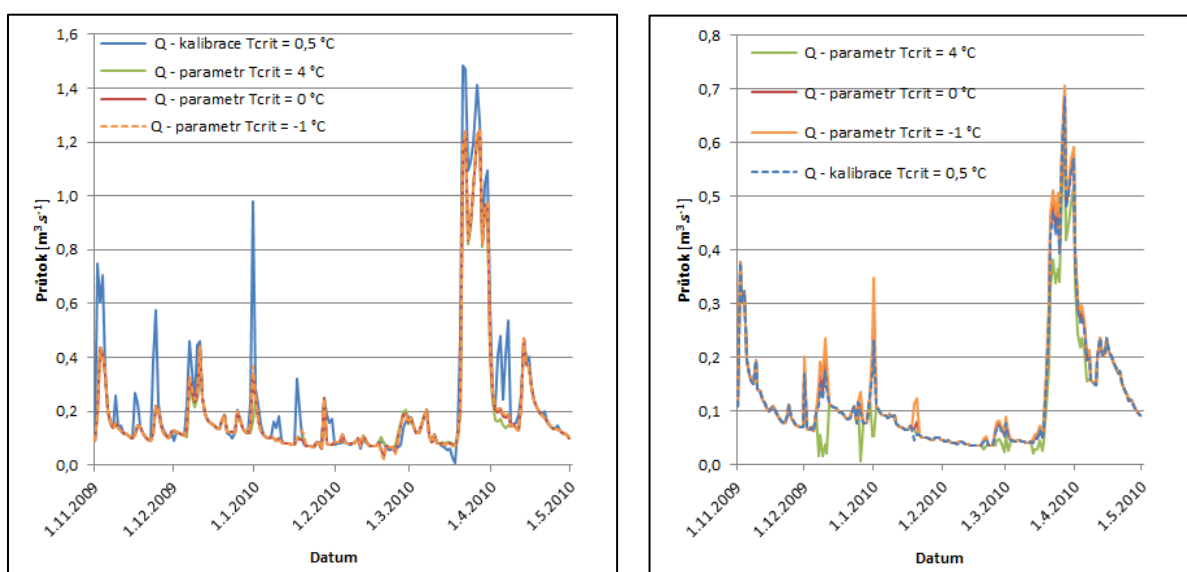
Dalším parametrem byl faktor degree-day ( $a$ ). Na obrázku 20 je vidět, že při nižších i vyšších hodnotách je křivka položena níž než měřené hodnoty a počítaný odtok je podhodnocený. Z výsledku je také patrné, že povodí Bystřice je na faktor degree-day citlivější než povodí Zlatého potoka, u něhož se linie více shodují. Oblast Zlatého potoka na faktor degree-day takto reaguje, protože je více zalesněná než Bystřice, kde se nachází značný podíl polí, luk či nevzrostlého lesa a plocha povodí je více otevřená. Podle Varholy et al. (2010) poskytuje lesní porost jakési zastřešení a způsobuje zastínění sněhu, čímž se snižuje sněhová ablace ve srovnání s otevřenými plochami.



Obr. 20: Simulace pro faktor tání  $a=0,1 \text{ cm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{d}^{-1}$  a  $a=0,9 \text{ cm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{d}^{-1}$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo

Třetím zkoumaným parametrem byl teplotní gradient ( $\gamma$ ). Na modelovaný výstup v případě jedné výškové zóny nemá žádný vliv a i statistiky přesnosti jsou pro zkoušené hodnoty stále stejné. Grafy citlivosti na tento parametr nejsou do práce vloženy, protože povodí nebyla rozdělena do více výškových zón, v nichž by se změna teplotního gradientu projevila.

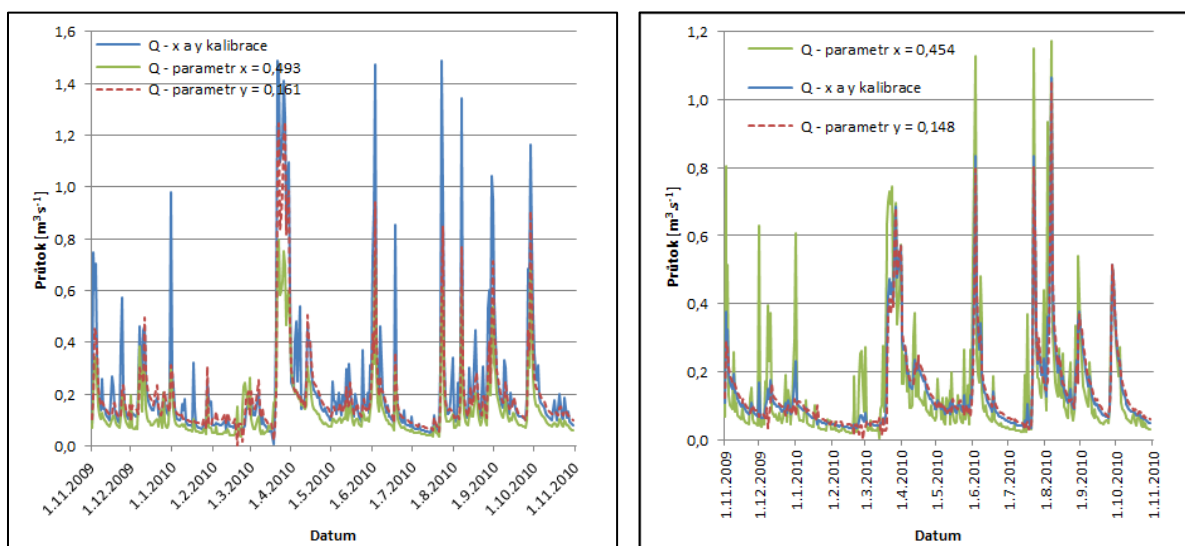
Kritická teplota ( $T_{CRIT}$ ) byla oproti původní hodnotě snížena na  $-1^{\circ}\text{C}$  a na  $0^{\circ}\text{C}$  a zvýšena na  $4^{\circ}\text{C}$ . V proběhlých simulacích došlo na Bystřici k podhodnocení průtoku, zatímco na Zlatém potoce došlo pouze k minimálním změnám. Křivka u povodí Bystřice má v případech snížení teploty totožný průběh, v případě navýšení je linie při tání místy více podhodnocená. Stejný trend lze pozorovat i u druhého povodí, kdy zvýšením teploty dojde ke snížení linií průtoku.



Obr. 21: Simulace pro kritickou teplotu  $T_{CRIT}=-1^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{CRIT}=0^{\circ}\text{C}$  a  $T_{CRIT}=4^{\circ}\text{C}$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo

Plocha přispívající srážkami k odtoku (*RCA*) nebyla během kalibrace nikdy měněna, protože krušnohorská povodí nevykazují sněžení v letním období a nedochází tedy k tomu, že by byla pokryta sněhem jindy než v zimních měsících. Hodnota 0 znamenající celou plochu povodí pokrytou sněhem je zadána od listopadu do března, naopak hodnota 1 určující, že spadlé srážky ihned odtečou, je přiřazena k měsícům duben až říjen.

Následujícím parametrem je koeficient poklesu (*k*), který se do tabulky parametrů zadává v podobě konstant *x* a *y*. Tyto konstanty lze na základě řady měřených průtoků dopočítat z logaritmických rovnic uvedených výše v kapitole 3.3.4. Byť rozdíl v objemech hydrogramů není nijak velký, tak je z obrázku 22 vidět, že chybné zadání parametrů způsobuje velký rozkyv a nepřesnost u počítaného průtoku. Rozdíly v povodích mohou být opět přičteny různicím se fyzickogeografickým charakteristikám. Vliv by mohl mít odlišný sklon povodí. Zlatý potok má v celém povodí svahy strmější než 5 ° a pouze ve vrcholových partiích se nachází mírně skloněné plochy, avšak Bystřice je tvořená převážně sklony 0–5 ° určujících rovinaté a mírně se svažující povodí.



Obr. 22: Simulace pro koeficienty poklesu  $x=0,493$  a  $y=0,161$  u Bystřice (vlevo),  $x=0,454$  a  $y=0,148$  u Zlatého potoka (vpravo)

Poslední zbývajícím je parametr lag time (*L*). Byl postupně měněn pro celý den po šesti hodinách. Měření s modelovanou křivkou si ve všech simulacích poměrně přesně odpovídaly. S vyšší hodnotou docházelo pouze k mírnému nadhodnocení průtoku a posunu křivky odtoku doprava, tzn., že je modelovaný odtok umístěn v čase více do budoucnosti. I v tomto případě by mohla mít velký vliv rozličná sklonitost a vegetační pokryv experimentálních povodí. Absence grafů v práci je zapříčiněná nemožností exportu dat z programu WinSRM do programu MS Excel, v němž by bylo vhodné je zpracovat.



## 5. Diskuze

Význam sněhu pro předpovědi odtoku je ve velké šíři uznáván již mnoho let. Vztahy mezi akumulací sněhu a sezónním odtokem stejně jako metody krátkodobých předpovědí se dnes nazývají modely. Tento výraz byl původně vyhrazen pro zmenšené modely vodních staveb a řek. Později bylo tohoto pojmu užíváno také pro fyzikální hydrologické modely, respektive laboratorní modely představující existující nebo fiktivní povodí ve velmi zmenšeném měřítku. Dnes se hydrologickým modelem rozumí zejména matematický vzorec pro simulaci a předpovídání odtoku (Martinec, 1985). Všechny jednoduché modely však nejsou schopny přesně předpovídat akumulaci sněhu a ablaci za různých specifických podmínek a mají význam pouze k získání obecných průměrných odhadů (Varhola et al., 2010).

Model SRM byl navržen pro výpočet odtoku z tajícího sněhu v průběhu sezóny tání, ale může být používán k modelování odtoku během celého roku (Martinec, Rango a Roberts, 2008), čehož bylo využito v předložené práci. Dle srovnávacího testu Světové meteorologické organizace (WMO) by mělo být dosaženo stejné přesnosti výsledků jako v období tání (Martinec, Rango a Roberts, 2008).

Je zřejmé, že využití fyzikálně založených hydrologických modelů v horském terénu má vysoký potenciál (Verbunt et al., 2003). Program WinSRM poskytuje uživateli modelovací prostředí, ve kterém je odtok tání ze sněhu simulován pro horská povodí, v nichž se toto tání podílí významnou mírou na odtoku (Martinec, Rango a Roberts, 2008). Pro simulaci v tomto modelu jsou nejvýhodnější denní data, která byla pro zpracování diplomové práce k dispozici. Kvalita vstupních dat významným způsobem ovlivňuje výsledky hydrologického modelování (Taufmannová et al., 2010). Jeden z největších problémů představují nejistoty v množství srážek ve vysokých nadmořských výškách, kde je nedostatek spolehlivých měření (Verbunt et al., 2003). Pro předkládanou práci byl dostupný denní průtok, denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek v časovém kroku deseti minut. Úprava dat na denní průměry či celkové denní úhrny by na simulaci neměla mít negativní vliv a model by měl výsledky přesně zobrazovat. Tahir et al. (2011) dokonce naznačuje, že model SRM není citlivý na srážky a pro užití v horských povodích, kde jsou omezené možnosti hydrometeorologických měření, ho doporučuje. Ve skutečnosti jsou však srážky vstupní proměnou, se kterou model operuje dvakrát: jednou ve formě vstupních dat o sněhové pokrývce a podruhé ve formě vstupní řady srážkových úhrnů (Tahir et al., 2011).

Vliv na simulaci by však mohla mít nepřesně zadaná data týkající se denních hodnot plochy pokryté sněhem. Tyto hodnoty byly pouze odhadnuty z měřených dat a zvláště v období tání mohla vzniknout chyba, která mohla mít vliv na nepřesný průběh modelované křivky. Výrazný vliv na rozložení sněhu má topografie a rozdělení vegetace (Essery, 2003). Na expozici a nadmořské výšce pak záleží dynamika tání sněhu. Ve vysoce položených povodích Švýcarska dochází k tání až v květnu a červnu, kdy se teploty vzduchu drží nad bodem mrazu, což odpovídá nástupu jarního tání (Bayard et al., 2005). V experimentálních krušnohorských povodích bývá tání zachyceno v průběhu března a dubna. V případě delší dostupné řady dat je pravděpodobné, že by simulace prováděné v rámci této práce byly

přesnější. Z takto krátkého období nelze vypožorovat víceméně žádný výrazný nečekaný trend chodu srážek a jejich odtoku.

Otázkou nadále zůstává tvar konsumpční křivky za posledním bodem vykresleného grafu, k jehož změně může dojít např. vlivem změny tvaru koryta toku. Kokkonen et al. (2001) ve své práci naznačuje, že časová variabilita reakce odtoku je ovlivněna topografií terénu. Také ostatní hodnoty dostupné pro zpracování měřené přímo v zájmových povodích jsou ovlivněny mnoha faktory a číselné řady byly různě zpracovány, čímž se zvyšuje možnost vzniku chyby.

Ačkoli Kokkonen et al. (2001) říká, že pokud byly všechny parametry stanoveny předem z terénního průzkumu, může být model aplikován na neměřených povodích, kde nejsou dlouhé časové řady o průtoku k dispozici, tak v této práci bylo zjištěno, že je značnou nevýhodou použít model bez úpravy parametrů. Program neumožňuje automatickou kalibraci a práci pouze s původně nastavenými kritérii není vhodné považovat za přesnou. Vždy je simulace exaktnější při vložení parametrů vyhovujících přímo danému povodí. Na průběh křivky simulovaného odtoku měly nejvýraznější vliv koeficienty  $x$  a  $y$  a koeficienty  $c_S$  a  $c_R$ .

Martinec, Rango a Roberts (2008) uvádí seznam světových povodí, na kterých byl model použitý (z českých povodí zde figuruje Modrý Důl v Krkonoších). U nadpoloviční většiny byl model aplikován pouze v jednom roce. Ač byl model v práci použitý na delší časové období, byla kalibrace prováděna pro každý rok zvlášť. Během práce bylo zjištěno, že je nemožné vložit do modelu delší časové období než jeden rok, což by mohlo být z důvodu výchozího nastavení modelu. I přesto, že kvůli tomu možná nebyla simulace tolik přesná, mohl by tento způsob práce být doporučen pro jeho přehlednost a jednoduchost. Úprava dat probíhala vždy po jednotlivých měsících, v případě výraznějších odtokových událostí i v kroku kratším.

Při kalibraci období tání, v zájmových povodích měsíce dubna, bylo zjištěno, že model poměrně výrazně podhodnocuje vysoké průtoky. K tomuto závěru došla i Němečková (2011). Ta ve své práci navíc zjistila, že na malých povodích model nepřesně simuluje nízké konstantní průtoky. Je možné tomu zabránit změnou koeficientu poklesu, respektive hodnot  $x$  a  $y$ . I Martinec, Rango a Roberts (2008) uvádí, že se u velmi malých povodí mohou vyskytovat výrazné rozdíly v podmínkách poklesu toku a dochází tak ke změně hodnoty  $k$  mezi jednotlivými roky. Význam by mohlo mít také to, že model pravděpodobně nezahrnuje veškeré odtokové procesy, které v povodí probíhají (např. infiltrace vody do půdy či retenci vody v depresích zemského povrchu). Bayard et al. (2005) zmiňuje, že je možné, že v odpoledních hodinách při největší intenzitě tání může dojít k lokálnímu nasycení půdy, což způsobí povrchový odtok. Intenzitou tání je ovlivňován i odtok podpovrchový a perkolace (Bayard et al., 2005). V zájmových oblastech v Krušných horách hraje velkou roli také půdní vlhkost, infiltrace či evapotranspirace závislé na vegetačním pokryvu, který je i v těchto experimentálních povodích velmi proměnlivý. Proměnlivá je tedy i evapotranspirace, jejíž simulace je silně spojená s nadmořskou výškou, sněhovou pokrývkou a také albedem (Verbunt et al., 2003). Vegetace může například zachytávat sníh unášený větrem a ovlivňovat sublimaci a rozložení sněhové pokrývky předcházející tání (Essery, 2003). Zejména když je sněhová pokrývka mělká ( $< 20$  cm), jsou rostliny schopny rozpustit okolní sníh či led a

výrazně tak roste kapacita půdní infiltrace (Bayard et al., 2005). Vztah mezi akumulací sněhu a táním s lesním porostem je významný, ale složitý a vysoce variabilní. Hlavní zdroje variability zahrnují meziroční proměnlivost množství napadlého sněhu, nadmořskou výšku, orientaci svahů, sklonitost, rozlohu mýtin a nevzrostlého lesa, rychlost větru, specifické meteorologické podmínky, tvar a rozmístění korun stromů a několik typů měření (Varhola et al., 2010). Model WinSRM nemá nijak zohledněn krajinný pokryv při zadávání vstupních údajů, což může být jednou z příčin nepřesností vzniklých při kalibraci dat.

Jost et al. (2007) dochází ve své práci k závěru, že jimi odvozené vztahy lze využít k reprodukci pozorované zákonitosti prostorové variability SWE v rámci povodí. V programu WinSRM bohužel není ve výchozí nabídce zobrazení vodní hodnoty sněhu a nelze ji tedy srovnávat s hodnotami měřeními na povodí v Krušných horách.

Je důležité si uvědomit, že i v případě dobrých dat a výsledků jde model stále zlepšovat (Martinec, Rango a Roberts, 2008). Vzájemné působení mnoha faktorů přispívajících k variabilitě sněhových procesů (sněžení, intercepce, sublimace, akumulace, redistribuce a tání) je příliš složité na to, aby mohlo být modelováno přesně, a to i pomocí fyzikálních rovnic (Varhola et al., 2010). Práce Lópeze-Morena a Stähliho (2008) uvádí, že prostorové rozložení sněhu bude ještě více nestejněměrné, než lze pozorovat v současné době, což povede ke zvýšení akumulace ve vyšších nadmořských výškách, kde teplota zůstane pod bodem mrazu a kde se vyskytují srážky v pevném skupenství. To znamená, že výskyt oblastí s větší sněhovou pokrývkou během teplejších podmínek zvýší pravděpodobnost ničivých povodní během intenzivních událostí tání (López-Moreno a Stähli, 2008). Také Essery (2003) předkládá, že stále existuje nejistota při modelování základních procesů, kterými se řídí akumulace sněhu a ablace. Není možné udávat prahové hodnoty kritérií přesnosti, při kterých lze říci, že je model úspěšný, či je potřeba něco změnit (Martinec, Rango a Roberts, 2008). Výsledky mnoha prací jasně ukazují, že neexistují ideální metody, protože každá má své silné a slabé stránky a každý vyhovuje jinému místu.

## 6. Závěr

V rámci předkládané diplomové práce byl aplikován model Snowmelt Runoff na experimentální povodí Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách v hydrologických letech 2009–2012. Hlavním cílem práce byla parametrizace, kalibrace a validace modelu SRM na podkladě dat měřených v experimentálních povodích Katedry fyzické geografie a geoekologie. Za tím účelem byla pro práci poskytnuta data a v zimním období probíhala v obou povodích terénní měření.

Model byl doposud více používán na horských povodích o velkých rozlohách. V Česku byl používán zatím v Krkonoších v Modrém Dole a v Jizerských horách na povodích Jezdecká a Uhlířská. Výsledky simulací jsou podkladem pro zjištění, že při velkých výkyvech průtoků model značně nepřesně vykresluje počítanou křivku, ta je podhodnocená. Velmi negativně je hodnoceno, že model v období jarního tání či při krátkodobé události v zimě velmi nepřesně simuluje průtok. Výsledná počítaná křivka je v období odtoku ze sněhu podhodnocená a také kalibrovaná data nelze dostatečně ověřit na následujících letech. Validace na Bystřici ukázala velký rozkyv oproti měřenému stavu v obou letech. Při zimních událostech model významně nadhodnocuje. Křivka neodpovídá ani ve zbývajících částech roku, ale kladně je hodnoceno, že jsou zaznamenány všechny výchyly v průtoku. Povodí Zlatého potoka mělo verifikaci také velmi nepřesnou. Křivka je ve větší části roku položena níže než měřený odtok a pouze v červenci při navýšení průtoku dochází k velkému nadhodnocení. Z těchto výsledků je zřejmá omezená použitelnost modelu. Model by mohl být vhodný pro hypotetické simulace, modelování jednotlivých odtokových procesů či pro provádění rekonstrukcí odtoku, ale nikoli pro předpověď průtoku do budoucnosti.

Přesnost kalibrace i verifikace se v experimentálních povodích od sebe výrazně liší. Rozdílné fyzickogeografické charakteristiky mají vliv na jednotlivé parametry vkládané do modelu, což bylo zjištěno při provedení citlivostní analýzy. Z jejích výsledků se lze domnívat, že koeficienty odtoku ( $c$ ) souvisí s expozicí dané lokality, na faktor tání ( $a$ ) má vliv vegetace a zalesněnost povodí a koeficienty poklesu ( $x$  a  $y$ ) souvisí se sklonitostí svahu.

Prostředí modelu SRM je uživatelsky přívětivé a práce v něm je poměrně rychlá a snadná. Jeho velmi silnou stránkou je jednoduchost. Naopak nevýhodné je, že byť se některé roky podařilo nakalibrovat poměrně přesně, tak průběh odtoku ve validačních letech je velmi nepřesný a nevýstižný pro odtok.

Bylo by jistě dobré použít ho i v dalších experimentálních povodích o malé rozloze, aby byla širší možnost srovnání výsledných dat. Výstupy by též mohly posloužit ke srovnávací analýze mezi různými typy modelů řešící odtok a tání sněhu v podobných oblastech jako jsou experimentální povodí. V rámci Krušných hor by bylo vhodné v práci pokračovat, až bude datová řada delší a zohlednit odtok ze sněhu v odstupu více let, což by mohlo napomoci lepší předpovědi odtoku. Další měření by eventuálně mohla zpřesnit interpretaci výsledků práce. Otevřenou možností do budoucna zůstává také zahrnutí dat pro předpověď klimatické změny.

## 7. Použitá literatura

- BAYARD, D., STÄHLI, M., PARRIAUX, A., FLÜHLER, H. (2005): *The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland*. Journal of Hydrology. Vol. 309, s. 66–84
- BÍZEK, V., FOLTÝN, I., HELOVÁ, S., JENÍČEK, M., KOBLÍŽKOVÁ, E., KODEŠOVÁ, R., MERTL, J., NESMĚRÁK, I., NONDEK, L., RATINGER, T. (2011): *Aplikace modelů v oblasti životního prostředí – Projekt VaV: SP/4h1/147/08*. Cenia, česká informační agentura životního prostředí, Praha, 276 s.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): *Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry*. Geografie. Vol. 116, s. 335–353
- DAWSON, C. W., ABRAHART, R. J., SEE, L. M. (2007): *HydroTest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts*. Environmental Modelling & Software. Vol. 22, s. 1 034–1 052
- DEWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, New York, 410 s.
- DOHNAL, Z., KUNST, M., MEJSTRÍK, V., RAUČINA, Š., VYDRA, V. (1965): *Československá rašeliniště a slatiniště*. Československá akademie věd, Praha, 332 s.
- EGLI, L., JONAS, T., MEISTER, R. (2009): *Comparison of different automatic methods for estimating snow water equivalent*. Cold Regions Science and Technology. Vol. 57, s. 107–115
- ESSERY, R. (2003): *Aggregated and distributed modelling of snow cover for a high-latitude basin*. Global and Planetary Change. Vol. 38, s. 115–120
- GARVELMANN, J., POHL, S., WEILER, M. (2013): *From observation to the quantification of snow processes with a time-lapse camera network*. Hydrology and Earth System Sciences Discussions. Vol. 17, s. 1 415–1 429
- HÁJKOVÁ, B. (2011): *Charakteristika sněhového režimu Zlatého potoka v Krušných horách v hydrologických letech 2009–2011*. Bakalářská práce, Přf UK, KFGG, Praha, 56 s.
- HALL, D. K., RIGGS, G. A., SALOMONSON, V. V., DIGIROLAMO, N. E., BAYR, K. J. (2002): *MODIS snow-cover products*. Remote Sensing of Environment. Vol. 83, s. 181–194
- HOCK, R. (2003): *Temperature index melt modelling in mountain areas*. Journal of Hydrology. Vol. 282, s. 104–115
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. a kol. (2003): *Jezera České republiky*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha, 199 s.
- JENÍČEK, M. (2009): *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Disertační práce, Přf UK, KFGG, Praha, 128 s.
- JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): *Modelling Snow Accumulation and Snowmelt Runoff – Present Approaches and Results*. AUC Geographica. Vol. 47, s. 15–24
- JENÍČEK, M., PEVNÁ, H. (2013): *Snow accumulation and snowmelt in the forest and in open areas in small mountain catchments, Czech Republic*. Geophysical Research Abstracts. Vol. 15

- JENÍČEK, M., TAUFMANNOVÁ, A. (2010): *Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu – výběr z výsledků výzkumu Katedry fyzické geografie a geoekologie Přf UK v letech 2009 a 2010*. In *XV. mezinárodní stretnutie snehárov*. JIRÁK, J. a kol., ČHMÚ, Praha, s. 43–51
- JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2007): *The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale*. *Journal of Hydrology*. Vol. 347, s. 101–115
- JOST, G., MOORE, R. D., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y. (2009): *Use of distributed snow measurements to test and improve a snowmelt model for predicting the effect of forest clear-cutting*. *Journal of Hydrology*. Vol. 376, s. 94–106
- KOKKONEN, T., KOIVUSALO, H., KARVONEN, T. (2001): *A semi-distributed approach to rainfall-runoff modelling – a case study in a snow affected catchment*. *Environmental Modelling & Software*. Vol. 16, s. 481–493
- KUČEROVÁ, D., JENÍČEK, M. (2011): *Srovnání interpolačních metod z hlediska kvality předpovědi výšky a vodní hodnoty sněhu v neznámých bodech*. In *XVI. mezinárodní stretnutie snehárov*. HOLKO, L., Ústav hydrológie SAV, Experimentálna hydrologická základňa, Liptovský Mikuláš, s. 48–55
- KUNSKÝ, J. (1968): *Fyzický zeměpis Československa*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 537 s.
- KUNSKÝ, J. (1974): *Československo fyzicky zeměpisně*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 252 s.
- KRÁL, V. (1968): *Geomorfologie vrcholové oblasti Krušných hor a problém paroviny*. Academia, Praha, 65 s.
- KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): *Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách*. *Geografie*. Vol. 117, No. 1, s. 110–125
- LIANG, T. G., HUANG, X. D., WU, C. X., LIU, X. Y., LI, W. L., GUO, Z. G., REN, J. Z. (2008): *An application of MODIS data to snow cover monitoring in a pastoral area: A case study in Northern Xinjiang, China*. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 112, s. 1 514–1 526
- LÓPEZ-MORENO, J. I., STÄHLI, M. (2008): *Statistical analysis of the snow cover variability in a subalpine watershed: Assessing the role of topography and forest interactions*. *Journal of Hydrology*. Vol. 348, s. 379–394
- MARTINEC, J. (1985): *Snowmelt Runoff Models for Operational Forecasts*. *Nordic Hydrology*. Vol. 16, s. 129–136
- MARTINEC, J., RANGO, A., ROBERTS, R. (2008): *Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual*. New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico, USA, 177 s.
- MATĚJKA, O. (2013): *Energetická bilance sněhové pokrývky: Případová studie povodí ostrovské Bystřice*. Bakalářská práce, Přf UK, KFGG, Praha, 61 s.
- NĚMEČKOVÁ, M. (2011): *Aplikace modelu Snowmelt Runoff na vybraná povodí v České republice*. Diplomová práce, Fžp ČZU, Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Praha, 126 s.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. a kol. (1998): *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky*. Academia, Praha, 341 s.

- PARAJKA, J., BLÖSCHL, G. (2008): *The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models*. Journal of Hydrology. Vol. 358, s. 240–258
- PETRÁNEK, J. (2007): *Geologická encyklopedie*. [online]. [cit. 2012-10-26]. Dostupné z URL: <<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl>>
- PROKOP, A. (2008): *Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements*. Cold Regions Science and Technology. Vol. 54, s. 155–163
- RITTGER, K., PAINTER, T. H., DOZIER, J. (2013): *Assessment of methods for mapping snow cover from MODIS*. Advances in Water Resources. Vol. 51, s. 367–380
- ROY, A., ROYER, A., TURCOTTE, R. (2010): *Improvement of springtime streamflow simulations in a boreal environment by incorporating snow-covered area derived from remote sensing data*. Journal of Hydrology. Vol. 390, s. 35–44
- ŘÍČICOVÁ, P., BERCHA, Š., NĚMEC, L., SKALÁK, P. (2006): *Zhodnocení spolehlivosti a účinnosti systému měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty včetně systémů dálkové detekce srážek (radary, satelity)*. In *Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území České republiky – část A*. SANDEV, M., ČHMÚ, Praha, s. A35–A54
- SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and glacier hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 742 s.
- SCHUMANN, A. H., FUNKE, R., SCHULTZ, G. A. (2000): *Application of a geographic information system for conceptual rainfall-runoff modeling*. Journal of Hydrology. Vol. 240, s. 45–61
- STRASSER, U., MAUSER, W. (2001): *Modelling the spatial and temporal variations of the water balance for the Weser catchment 1965–1994*. Journal of Hydrology. Vol. 254, s. 199–214
- ŠEDIVÁ, K. (2011): *Charakteristika srážko-odtokového režimu pramenné oblasti ostrovské Bystřice*. Bakalářská práce, Přf UK, KFGG, Praha, 40 s.
- ŠKVOR, V. (1975): *Geologie české části Krušných hor a Smrčín*. Academia, Praha, 120 s.
- TAHIR, A. A., CHEVALLIER, P., ARNAUD, Y., NEPPEL, L., AHMAD, B. (2011): *Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan*. Journal of Hydrology. Vol. 409, s. 104–117
- TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2010): *Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách*. Hydrologické dny 2010 Hradec Králové, s. 493–499
- TEKELI, A. E., AKYÜREK, Z., ŞORMAN, A. A., ŞENSOY, A., ŞORMAN, A. Ü. (2005): *Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in the eastern part of Turkey*. Remote Sensing of Environment. Vol. 97, s. 216–230
- TOLASZ, R. a kol. (2007): *Atlas podnebí Česka*. Český hydrometeorologický ústav a Univerzita Palackého v Olomouci, Praha, 255 s.
- TOMÁŠEK, M. (2007): *Půdy České republiky*. Česká geologická služba, Praha, 68 s.
- VARHOLA, A., COOPS, N. C., WEILER, M., MOORE, R. D. (2010): *Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results*. Journal of Hydrology. Vol. 392, s. 219–233

VERBUNT, M., GURTZ, J., JASPER, K., LANG, H., WARMERDAM, P., ZAPPA, M.  
(2003): *The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling*. Journal of Hydrology. Vol. 282, s. 36–55



## 8. Seznam obrázků

Obr. 1: Snímek ortofoto s umístěním pramenných povodí Bystřice a Zlatého potoka.....	21
Obr. 2: Sklonitost a nadmořské výšky v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka....	22
Obr. 3: Teplota vzduchu a úhrn srážek v pramenné oblasti povodí Bystřice – stanice Hřebečná (horní graf) a Zlatého potoka – Zlatý kopec (spodní graf) v hydrologickém roce 2012.....	24
Obr. 4: Orientace svahů ke světovým stranám v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka .....	24
Obr. 5: Krajinový pokryv v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka .....	25
Obr. 6: Konsumpční křivka v závěrovém profilu Bystřice – v Abertamech.....	26
Obr. 7: Konsumpční křivka v závěrovém profilu Zlatého potoka – ve Zlatém Kopci.....	26
Obr. 8: Rozložení měřených bodů v pramenných povodích Bystřice a Zlatého potoka.....	27
Obr. 9: Vývojový diagram modelu SRM (Singh a Singh, 2001; upraveno) .....	31
Obr. 10: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Bystřice a hydrogram průtoku v profilu Abertamy pro hydrologické roky 2009 a 2010.....	38
Obr. 11: Kalibrovaná simulace odtoku na Bystřici; hydrologický rok 2009 vlevo, 2010 vpravo .....	39
Obr. 12: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Bystřice a hydrogram průtoku v profilu Abertamy pro hydrologické roky 2011 a 2012.....	40
Obr. 13: Verifikace odtoku na Bystřici pomocí parametrů z roku 2010; hydrologický rok 2011 vlevo, 2012 vpravo .....	40
Obr. 14: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Zlatého potoka a hydrogram průtoku v profilu Zlatý Kopec pro hydrologické roky 2009 a 2010 .....	41
Obr. 15: Kalibrovaná simulace odtoku na Zlatém potoce; hydrologický rok 2009 vlevo, 2010 vpravo.....	42
Obr. 16: Úhrn srážek a teplota vzduchu v pramenné oblasti Zlatého potoka a hydrogram průtoku v profilu Zlatý Kopec pro hydrologický rok 2011 .....	43
Obr. 17: Verifikace odtoku na Zlatém potoce pomocí parametrů z roku 2010.....	43
Obr. 18: Simulace pro odtokový koeficient pro zimní období $c_S=0,1$ a $c_S=0,7$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo .....	45
Obr. 19: Simulace pro odtokový koeficient pro letní období $c_R=0,1$ a $c_R=0,9$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo .....	45
Obr. 20: Simulace pro faktor tání $a=0,1 \text{ cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ a $a=0,9 \text{ cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo.....	46
Obr. 21: Simulace pro kritickou teplotu $T_{\text{CRIT}}=-1 \text{ } ^\circ\text{C}$ , $T_{\text{CRIT}}=0 \text{ } ^\circ\text{C}$ a $T_{\text{CRIT}}=4 \text{ } ^\circ\text{C}$ ; Bystřice vlevo, Zlatý potok vpravo .....	46

Obr. 22: Simulace pro koeficienty poklesu  $x=0,493$  a  $y=0,161$  u Bystřice (vlevo),  $x=0,454$  a  $y=0,148$  u Zlatého potoka (vpravo)..... 47